II. Abhandlungen.

Die Oberflächenformen des Rheintaunus und seines Abfalles zum Main und Rhein.

Von

M. Galladé, Wiesbaden.

(Mit einem Titelbild, einer morphologischen Karte und 15 Abbildungen im Text und auf Tafel III—V.)

Vorwort.

Die vorliegende, auf Grund zahlreicher Begehungen entstandene Arbeit ist ein Versuch, die Oberflächenformen eines der landschaftlich schönsten und durch seine Randlage für den Morphologen interessantesten Teile des Rheinischen Schiefergebirges zu beschreiben und der Entstehung nach zu erklären.

Für mannigfache Unterstützung und Beratung bei der Abfassung der Arbeit spreche ich meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Geheimrat Philippson in Bonn, auch an dieser Stelle herzlichen Dank aus. Unter der angeführten Literatur waren für die Untersuchung von besonderem Wert ausser den grundlegenden Darstellungen Philippsons über die Morphologie des Schiefergebirges die anregenden Abhandlungen von Maull und Panzer, dazu von Arbeiten über entferntere Teile des Gebirges diejenigen von M. Kirchberger und Stickel, die ebenfalls Randlandschaften zum Gegenstand haben, schliesslich die Veröffentlichungen von Mordziol und W. Wenz. Für die Geologie des alten Gebirges kamen vor allen in Betracht die Schriften A. Lepplas, des zu früh verstorbenen unvergesslichen Erforschers der Taunushöhen, dem ich für so manche Belehrung auf gemeinsamen Begehungen an dieser Stelle leider nicht mehr danken kann.

Bei der Fertigstellung der Arbeit stand mir meine Frau Margarete in treuer Kameradschaft zur Seite, wofür ihr auch hier gedankt sei. Zu besonderem Dank verpflichtet bin ich auch dem Vorstand des Nassauischen Vereins für Naturkunde, durch dessen Entgegenkommen der Druck der Arbeit ermöglicht wurde, sowie Herrn Domänenweinbaudirektor Gareis zu Eltville für die Überlassung des Druckstockes zu Tafel I.

Gewidmet sei die Arbeit meiner lieben Mutter und dem Andenken meines Vaters.

Die von der Philosophischen Fakultät der Universität Bonn als Dissertation angenommene Untersuchung erstreckt sich über den

Kamm des Rheintaunus und seinen Abfall bis hinab zum Rhein und Main. Hier kommen zunächst nur die beiden ersten, das Kammgebiet und die tertiären Stufen des Abfalles umfassenden Teile zum Abdruck. Der dritte Abschnitt über die seit Beginn des Diluviums entstandenen Formen wird im nächsten Band dieses Jahrbuches erscheinen. Sein Inhalt ist am Schluss der diesjährigen Veröffentlichung kurz angegeben.

Inhaltsverzeichnis.

Einleitung.

Begrenzung des Arbeitsgebietes.

Bevor das Rheinische Schiefergebirge im Südosten zur Oberrheinischen Tiefebene abfällt, schwillt es von den weiten Hochflächen, die für das Landschaftsbild seines Inneren so bezeichnend sind, im Hunsrück/Taunuskamm noch einmal zu grösserer Höhe an. Erst dann beginnt der Abfall, zwar durch eine Vorhügelzone gestuft, aber im ganzen ziemlich steil. Im Westen führt er zu dem Tertiärhügelland hinab, das durch den Rhein zwischen Mainz und Bingen in Rheingau und Rheinhessen zerlegt wird, im Osten, jenseits des Rheinknies bei Mainz, zu dem grossen diluvialen Senkungsfeld des Oberrheingrabens.

Das Gebiet, dessen Oberflächenformen hier untersucht werden sollen, umfasst den Taunuskamm und seinen Abfall bis zum Rhein und Main, und zwar vom Rheindurchbruch bei Bingen im Westen bis zu dem das ganze Taunusgebiet in Nordsüdrichtung durchsetzenden, als Idsteiner Senke bekannten Talzug im Osten, im ganzen also das Gebiet, das Sievers (101)[1] als „Rheintaunus" vom „Maintaunus" und der nördlichen, zur Lahn gerichteten Abdachung abtrennt. Nur soweit es für das Verständnis erforderlich erschien, wurde die Untersuchung auch über die angegebenen Grenzen hinaus ausgedehnt.

Allgemeiner Überblick.

Von Süden, am besten vom Nordrand des rheinhessischen Hügellandes westlich Mainz aus gesehen, erscheint der Kamm als sanft wellenförmige Linie ohne nennenswerte Höhenunterschiede, nur an wenigen Stellen und stets nur auf kurze Erstreckung durch die Täler der Taunusbäche eingeschartet. Eine erhebliche, auch im Überblick auffällige Unterbrechung der Kammlinie zeigt sich bei Stephanshausen, nördlich Geisenheim, eine weitere bei Schlangenbad, eine dritte weniger deutliche an der Eisernen Hand, nordwestlich Wiesbaden.

Der Abfall bis hinunter zum Rhein und Main gliedert sich deutlich in eine Reihe von Stufen, von denen besonders drei auffällig und für das Landschaftsbild bedeutsam heraustreten (s. Abb. 1, S. 4 u. Taf. I).

Die oberste Stufe, vom Kamm durch einen steilen Hang von 100 bis 200 m Höhe getrennt, liegt etwa 200—300 m über dem Rheinspiegel[2]. Ein ebenfalls meist steiler Hang führt herab zu der zweiten Stufe, die 100—40 m über dem Rhein liegt. Die unterste schliesslich,

[1] Die eingeklammerten Zahlen beziehen sich auf das *Literaturverzeichnis*.

[2] Mittelwasser des Rheines: an der Mainmündung 82,5 m, an der Nahemündung 78,3 m, im Rheingau 80 m über N. N.

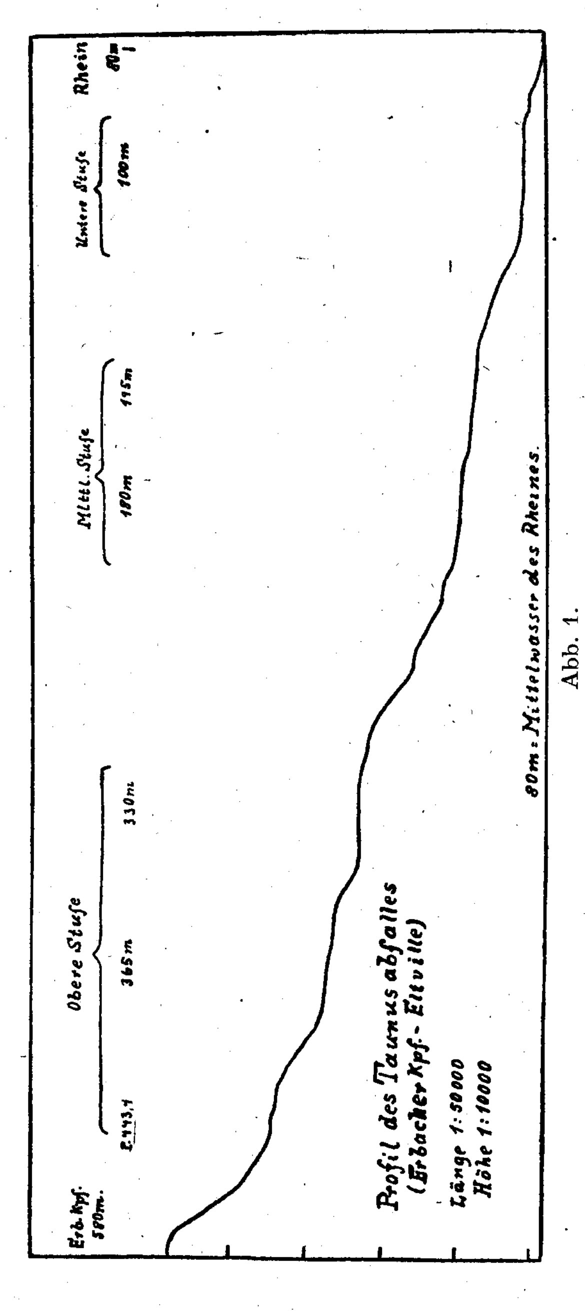


Abb. 1.

20—30 m unter der zweiten liegend, nimmt den Raum bis zum Rheinufer ein. Zahlreiche Bäche, die zumeist am Südhang des Kammes entspringen, zum Teil auch ihr Einzugsgebiet bis auf seine Nordseite zurückverlegt haben, zerschneiden das Stufenland in eine Reihe von Einzelrücken, ohne indes die Einheitlichkeit der drei grossen Stufen für das Auge aufzuheben.

Der prächtige geschlossene Hochwald, der den Kamm und seinen Abfall auf die oberste Stufe, auch den weitaus grössten Teil dieser Stufe überzieht, hebt sich auffällig ab von den offenen Flächen der Äcker und Weinberge auf den beiden unteren Stufen und ihren Hängen. Aus dem Mittelpunkt der Landschaft grüssen die Türme von Wiesbaden und seiner Vororte Biebrich und Schierstein; nach Westen hin folgen dicht aneinandergereiht und meist hart am Rhein auf der untersten Stufe ge-

legen, die altertümlichen Städtchen des Rheingaus, von Niederwalluf bis Rüdesheim.

Im Westen, von Geisenheim ab, werden mit der Abbiegung des Rheins gegen den Taunuskamm hin die beiden unteren Stufen immer schmaler und verschwinden bei Rüdesheim endlich ganz. Die obere Stufe dagegen tritt bei Assmannshausen in voller Breite unmittelbar an den Strom heran (s. Abb. 11) und setzt, ebenso wie der Kamm, auf der linken Rheinseite in noch stärkerer Entwicklung fort.

Östlich der Linie Wiesbaden—Mainz, wo der Rhein nach Süden umbiegt, erlangt das Stufenland fast unvermittelt dreimal so grosse Breite wie in seinem westlichen Teil, und zwar ist es die mittlere Stufe, der diese Verbreiterung in erster Linie zugute kommt (s. Abb. 15). Daher trägt, während im Rheingau die Ortschaften meist auf der unteren Stufe liegen, hier im Maingebiet gerade die mittlere Stufe zahlreiche Dörfer, deren Türme und Obstgärten in die weiten offenen Ackerflächen wohltuende Abwechslung bringen.

Nach Osten schliesst den Überblick der bewaldete massige Rücken von Eppstein—Lorsbach ab, der, das übrige Taunusvorland bedeutend überragend, weit gegen die Mainniederung vorstösst.

Eine ganz andere Landschaft tritt uns auf der Nordseite des Taunushanges entgegen. Hier herrschen bis zur Lahn hin einförmige, meist nur schwach gegliederte Hochflächen von i. M. 450 m Meereshöhe vor. Dicht nördlich des Kammes folgt zunächst seiner ganzen Längserstreckung nach vom Rhein bis zur Idsteiner Senke ein in die Hochflächen muldenartig eingetiefter Streifen, der von Wisper (s. Abb. 7), oberer Aar und Engenhahner Bach (= oberstem Daisbach) durchflossen wird.

Abgesehen von den ihrerseits mehr oder weniger tief in den Muldenboden eingeschnittenen eigentlichen Bachtälern bleibt er mit 430—480 m Meereshöhe durchschnittlich 100—150 m hinter der Höhe der anstossenden Teile des Kammgebietes zurück. Nach Norden wird diese längsgerichtete „Plateaumulde" begrenzt von einer Reihe von Erhebungen, die, als geschlossene Wasserscheide hinziehend, nur der Aar nach ihrem 10 km langen Oberlauf einen schmalen Durchgang zur Lahn hin offenlassen. Sie erreichen wieder 500 m und mehr Meereshöhe; von ihnen aus nimmt die eigentliche Nordabdachung zur Lahn hin ihren Anfang.

Innerhalb der Plateaumulde trennt ein hoher Querrücken das überwiegend bewaldete und von zahlreichen stark verzweigten, tiefen und engwandigen Tälern zerschnittene Gebiet der Wisper von den weiten, offenen Ackerfluren und Wiesengründen des Aartales mit seinen ausgeglichenen Oberflächenformen. Ein weiterer, nur schwach anschwellender Rücken schliesst das Quellgebiet der Aar im Osten ab gegen das steil zur Idsteiner Senke hinabführende kurze Tal des Engenhahner Baches.

Geologischer Aufbau.

Bei der Bedeutung, die dem geologischen Bau für die Entstehung der Oberflächenformen zukommt, muss hier zunächst auf die geologische Geschichte unseres Gebietes sowie auf die wichtigsten Gesteine und ihre Verbreitung eingegangen werden.

a) Vordevon.

Die ältesten Gesteine, die am Aufbau unseres Gebietes teilnehmen, sind die vordevonischen Serizitgesteine, die als mehr oder weniger breites Band den Südrand des Taunus begleiten. Ihr genaues Alter ist unbekannt; sicher sind sie älter als Devon und wahrscheinlich auch älter als Silur (39, f). Von der obersilurischen (kaledonischen) Faltung wurden sie also schon mitbetroffen.

Zum grössten Teil sind es mächtige, grüngraue und violette Phyllite, in welche Quarzite, Quarzitschiefer und glimmerige Sandsteine eingelagert sind. Sie werden von äusserst zahlreichen Quarzlinsen und -adern durchsetzt und sind meist „in aussergewöhnlichem Maße gestört, gefaltet, zerquetscht, verbogen, geschiefert" (Leppla, 51).

In der Begleitung der Phyllite finden sich die sogenannten Serizitgneise und die in der älteren Literatur als Hornblendeserizitschiefer, heute meist als Grünschiefer bezeichneten Gesteine, beide aus echten Eruptivgesteinen, Quarz- und Felsokeratophyren bzw. pophyritischen Keratophyren durch Metamorphose hervorgegangen. Der Grad der Umwandlung ist sehr verschieden, auch innerhalb desselben Vorkommens. Dichte, massig erscheinende und der Verwitterung und Abtragung stark widerstehende Abarten finden sich in nächster Nachbarschaft von feingeschieferten, weichen, die den äusseren Einflüssen leicht erliegen.

Das Vordevon nimmt heute in den mittleren Höhen des Taunushanges ein grosses, anscheinend nach beiden Seiten durch streichende Verwerfungen begrenztes Gebiet ein. In der Gegend von Eppstein fast 7 km breit, verschmälert es sich nach Westen rasch auf durchschnittlich 3—4 km. Bei Hallgarten, nordwestlich Hattenheim, setzen die Serizitgesteine ganz aus und treten erst wieder im Guldenbachtal, also weit jenseits des Rheins am Hunsrückabfall zu Tage.

b) Devon und Perm.

Die das Vordevon ungleichförmig überlagernden Devonschichten beginnen mit den „Bunten Schiefern" oder Gedinneschichten, konglomeratischen und grobsandigen Schiefern, zu denen Quarzite, Sandsteine und, an Mächtigkeit die anderen

Schichten weit überragend, grüne und violette Tonschiefer treten. Über den Bunten Schiefern folgen die unter dem Namen „Hermeskeilschichten“ zusammengefassten gelben und rötlichen Glimmersandsteine und Quarzite, die ebenfalls mit Tonschiefern wechsellagern.

Sie werden überlagert vom Taunusquarzit, der in seinen unteren Schichten sehr rein, hellfarbig und grobbankig ist und nur untergeordnet Tonschieferlagen führt, während die oberen dunkler gefärbt, weniger rein und infolge von Wechsellagerung mit zahlreichen grauen Tonschieferlagen dünnbankig ausgebildet sind. Auf Grund dieser Unterschiede lässt sich eine Teilung in oberen und unteren Taunusquarzit durchführen.

Die in geringerem Maße in den Bunten Schiefern, weit häufiger und mächtiger in den Hermeskeilschichten eingelagerten und in der Taunusquarzitzone schliesslich die Hauptmasse bildenden Quarzitbänke bedingen einen starken Gegensatz dieser untersten Schichtenreihe des Devons gegen die nach oben folgenden dunkelgrauen Tonschiefer, gewöhnlich als Hunsrückschiefer bezeichnet, die nur in den oberen Lagen wenige und nur an einigen Stellen nennenswerte Mächtigkeit erreichende Quarzite führen.

Wie in den vordevonischen Gesteinen treten auch in den devonischen Schichten zahlreiche Adern und Gänge von Milchquarz auf.

Die als variskische Faltung zusammengefassten gebirgsbildenden Vorgänge haben die Devonschichten in stärkstem Maße gefaltet, zerbrochen und gegeneinander verworfen, äussere Kräfte die Falten in der Folge bis tief herab abgetragen, so dass ein überaus wirres und meist schwer zu klärendes Lagerungsbild entstand. Doch ist von wenigen Ausnahmen abgesehen das Einfallen SO oder NW, das Streichen im allgemeinen NO, mit 5—10° Abweichung nach O.

Infolge von Faltung und Verwerfung trifft man heute die einzelnen Schichtglieder des Unterdevons bis einschliesslich des Taunusquarzits am Taunushang in mehrfacher Wiederholung hintereinander an, im Osten oberhalb der vordevonischen Gesteine, im westlichen Rheingau bis zum Rhein hinabreichend. Die eigentliche Kammhöhe wird in der Regel vom Taunusquarzit gebildet. Der Hunsrückschiefer dagegen ist das herrschende Gestein in der Längssenke Wispertal—oberer Aar und auf dem die Senke im Norden begrenzenden Rücken.

Dem Oberrotliegenden zugerechnete, vielleicht an 1000 m mächtige und zum Teil recht grobe Konglomerate aus Quarzit- und Quarzgeröllen bezeugen, dass das Taunusgebiet sein südliches Vorland damals hoch überragt hat. Diese Schuttmassen müssen ursprünglich weit ausgedehnt gewesen sein; heute sind sie auf ein kleines, durch Verwerfungen begrenztes Gebiet beiderseits des

Schwarzbaches zwischen Lorsbach, Hofheim und Breckenheim beschränkt. Von Faltungen wurde das Oberrotliegende nicht betroffen; dagegen ist überall ein südöstliches Einfallen mit 20—30° festzustellen.

Paläozoische Eruptivgesteine, die jünger sind als die Gneise und Grünschiefer des Vordevons, sind nur an wenigen Stellen bekannt. Die Klippen der Krausau im Rhein bei Rüdesheim bestehen aus wenig verändertem Quarzkeratophyr; am Rotenberg bei Geisenheim wird zersetzter Felsitporphyr auf Kaolin ausgebeutet. Unweit Kiedrich tritt an zwei Stellen ein Kersantitgang zutage, und in der nächsten Nachbarschaft von Rauenthal gibt die ältere geologische Karte zwei heute nicht mehr aufgeschlossene Diabasvorkommen an.

Ins Perm, vielleicht aber auch ins Mesozoikum lässt sich wahrscheinlich die Bildung der die alten Schichten quer zum Streichen durchsetzenden Quarzgänge verlegen, die stellenweise eine Mächtigkeit von über 20 m erlangen und in unserem Gebiet besonders in der Nähe der Idsteiner Senke sowie in der Umgebung des Schlangenbader Tales am stärksten entwickelt sind.

c) Mesozoikum.

Ablagerungen des Mesozoikums fehlen, wie auch in der näheren Umgebung des Rheintaunus, gänzlich.

d) Tertiär.

Im Gefolge der im Oligozän einsetzenden Meeresüberflutung im Bereich der heutigen Oberrheinischen Tiefebene kam am Taunushang und in seinem Vorland die als Tertiär des Mainzer Beckens bekannte, bis ins Untermiozän hinaufreichende Schichtenreihe zum Absatz. Den Anfang machen marine Ablagerungen: der Meeressand, aus Sanden und Konglomeraten bestehend, und der Rupelton, eine im Durchschnitt 100 m mächtige Folge von grauen Mergeln. Transgressionen innerhalb des Rupeltones lassen auf fortdauernde Senkung auch der Beckenränder schliessen.

Nach oben geht der Rupelton allmählich über in eine Reihe von wechsellagernden Sanden und Mergelbänken, den sogenannten Schleichsand oder oberen Meeressand, der im Gegensatz zu den auf die Nähe der damaligen Küste beschränkten Ablagerungen des unteren Meeressandes über das ganze Becken verbreitet ist, was eine weitgehende Verflachung des Meeresarmes wahrscheinlich macht. Entweder war die Senkung des Beckens ganz zum Stillstand gekommen oder sie konnte mit der fortdauernden Zuschüttung nicht mehr Schritt halten. Das führte weiterhin dazu, dass der Meeresarm allmählich die Verbindung mit dem offenen Meere einbüsste, denn

die nun folgenden Absätze, unter dem Namen Cyrenenmergel zusammengefasst, führen eine ausgesprochen brackische Fauna.

Die den Cyrenenmergel in Rheinhessen stellenweise überlagernden Süsswassermergel zeigen sogar eine völlige Aussüssung für diesen Teil des Beckens an, während gleichzeitig im übrigen Gebiet das Wasser nur noch ganz schwach brackisch war. In die seichten Uferbuchten wurden hier von Flüssen und Bächen zahlreiche Landschnecken eingespült, deren Schalenreste den damals abgesetzten Kalkschlamm unter dem Namen Landschneckenkalk bekannt gemacht haben.

Nach seiner Ablagerung drang das Meer noch einmal bis an den Fuss des Taunus vor, noch einmal kam es zum Absatz mariner Schichten, der Cerithienschichten, die vorwiegend aus Kalken, stellenweise mit starker Beimischung von Sand, gelegentlich auch von Quarzgeröllen bestehen. Doch trat sehr bald wieder Abschnürung und Aussüssung ein, und die nächstjüngeren Ablagerungen, die aus Kalken und Mergeln aufgebauten Corbiculaschichten, führen wieder eine deutlich brackische Fauna, transgredieren aber auch an verschiedenen Stellen nicht unbedeutend über die Cerithienschichten hinweg. Unter weiterer Zunahme der Aussüssung kamen über den Corbiculaschichten schliesslich noch die ihnen petrographisch sehr ähnlichen Hydrobienschichten zum Absatz.

Mit diesen untermiozänen Ablagerungen endet die ununterbrochene Schichtenreihe des Mainzer Tertiärs. Absätze, die sicher dem mittleren und oberen Miozän zugeteilt werden könnten, kennen wir vom Taunushang und dem engeren Mainzer Becken nicht. Dagegen beweisen obermiozäne Süsswasserkalke und Mergel bei Frankfurt und in seiner weiteren Umgebung bis gegen den Vogelsberg hin, dass hier im Osten zu dieser Zeit Süsswasserseen bestanden. Sie scheinen unter teilweiser Versumpfung noch im untersten Pliozän vorhanden gewesen zu sein.

Gewöhnlich ins Unterpliozän gestellte Ablagerungen finden sich auch wieder im westlichen Teil des Beckens. Sie bestehen aus mächtigen Sanden und Geröllmassen, die besonders stark als sogenannte Dinotheriensande auf dem rheinhessischen Plateau entwickelt sind. Die Gerölle sind überwiegend Quarze und Quarzite, daneben sind bezeichnend zahlreiche Hornsteine und Chalzedone, vermutlich aus dem oberdeutschen Mesozoikum, darunter reichlich oolithische (Kieseloolithe) und achatartige Formen.

Oberpliozäne Sedimente sind ebenfalls in grösserer Ausdehnung erhalten. Es sind örtlich ausserordentlich mächtige, völlig kalkfreie, meist weisse Tone, Tonsande und Schotter, die fast ausschliesslich Milchquarze und gebleichte Quarzite des Taunus führen. Nach Kinkelin und Leppla handelt es sich um Absätze eines grossen Süsswassersees.

Die heutige oberflächliche Verbreitung der einzelnen Tertiärschichten ist sehr unregelmäßig und lückenhaft, eine Folge der späteren Abtragung, besonders aber zahlreicher Störungen, die zum Teil schon während der Ablagerung der Schichten einsetzten, das ganze Diluvium hindurch fortwirkten und anscheinend auch heute noch nicht ganz zur Ruhe gekommen sind.

Vom unteren Meeressand sind am Taunusrand nur noch wenige Reste vorhanden. Rupelton ist in grossen Gruben bei Flörsheim a. M. aufgeschlossen; oberflächlich kommt er in grösserer Ausdehnung weiter nördlich bei Breckenheim vor.

Der obere Meeressand ist gleich dem unteren nur in kleinen Resten, so bei Eltville und Niederwalluf im vorderen Rheingau, erhalten. Der Cyrenenmergel dagegen nimmt wieder grössere Flächen ein: einmal östlich Wiesbaden zwischen Marxheim (westlich Hofheim) und der Linie Kostheim—Kloppenheim, und dann wieder westlich Wiesbaden unterhalb Schierstein bis Winkel im Rheingau, in beiden Verbreitungsgebieten einen ausgezeichneten Boden für den Weinbau abgebend.

Landschneckenkalk und Cerithienschichten sind auf die Gegend zwischen Hochheim und Flörsheim a. M. beschränkt. Corbicula- und besonders Hydrobienschichten sind bei Wiesbaden und südlich bis zum Rhein, grabenartig zwischen die beiden Cyrenenmergel-Gebiete eingesenkt, in grosser Mächtigkeit erhalten. Ein völlig isolierter Rest liegt in etwa 260 m Meereshöhe auf der Bubenhäuser Höhe bei Rauenthal auf vordevonischen Phylliten auf.

Die Dinotheriensande sind auf der Taunusseite von Main und Rhein nur noch in geringfügigen Resten vorhanden. Mächtig entwickelt sind dagegen die oberpliozänen Tone und Tonsande, besonders bei Hofheim und südlich davon bis zum Main, hier unter Diluvium. Ebenfalls bei Hofheim und von hier am Gebirge aufwärts finden sich die oberpliozänen Quarzschotter in grosser Mächtigkeit, sind aber auch weiter westlich bis in den Rheingau an vielen Stellen gut entwickelt.

Über 360 m Höhe gehen die Reste der tertiären Ablagerungen am Gebirgshang im allgemeinen nicht hinauf, und das Kammgebiet und die nördlich angrenzenden hohen Flächen sind ganz frei davon. Auch diluviale Ablagerungen fehlen hier durchaus, so dass der devonische Untergrund höchstens von Abhangs- oder Verwitterungsschutt verdeckt ist.

Auch im Tertiär haben Eruptivgesteine an verschiedenen Punkten des Rheintaunus ihren Weg zur Oberfläche gefunden. In allen Fällen handelt es sich um die als Nephelinbasanit

bezeichnete Ausbildungsart der basaltischen Gesteinsreihe. Im ganzen sind hier heute etwa 15, durchweg nur unbedeutende, schlot- und gangförmige Vorkommen bekannt.

e) Diluvium.

Aus der Zeit des Diluviums sind an zahlreichen Stellen Ablagerungen des Rheins und Mains und der aus dem Taunus herabkommenden Bäche in den verschiedensten Höhenlagen erhalten geblieben. Erwähnt seien die mächtigen, wegen ihrer Fossilführung bekannten sogenannten Mosbacher Sande, die besonders im Norden der Mainmündung und weiter östlich stark entwickelt sind.

Weite Flächen werden auch bis hoch am Taunushang hinauf von Löss bedeckt, der stellenweise über 10 m mächtig wird.

Auch das Diluvium wurde noch von Verwerfungen betroffen, die besonders stark im Mainvorland aufgetreten sind.

f) Alluvium.

Aufschüttungen des Alluviums sind auf die tiefsten Teile der Täler beschränkt. Die Schotter und Sande der heutigen Flussbetten von Rhein und Main und die Schlickdecke ihres Überschwemmungsgebietes gehören hierher, ebenso die von den Taunusbächen an Stellen geringen Gefälles abgelagerten Schuttmassen und der Lehm ihrer Talauen.

Es erübrigt noch, die Gesteine unseres Gebietes auf ihre von der verschieden grossen Widerstandsfähigkeit gegen die Kräfte der Verwitterung und Abtragung, also von ihrer verschieden grossen „morphologischen Wertigkeit“ abhängende Bedeutung für die Ausgestaltung der Oberfläche anzusehen.

Hier stehen die Quarzite des Unterdevons, besonders das reine und grobbankige Gestein des unteren Taunusquarzites an erster Stelle. Das ganze Kammgebiet ist durchaus an diese Gesteinsreihe gebunden. Dank seiner Widerständigkeit ist der Quarzit auch trefflich geeignet, einmal angenommene Formen wie Verebnungen, Steilhänge, Glättungen zu bewahren, auch wenn die formbildenden Ursachen schon lange nicht mehr wirksam sind — eine Tatsache, die den Quarzit für die Rekonstruktion alter Einebnungsflächen besonders wichtig macht. Es versteht sich, dass diese Widerständigkeit nicht überall gleich ist. Sie ist am grössten da, wo die Zerfallsbrocken des Quarzites durch reichlich vorhandene Quarzadern besonders gross sind, und ist mehr oder weniger geschwächt an den Stellen, wo sich Verwerfungsspalten und Klüfte häufen und einen kleinstückigen Zerfall bewirken.

Von den übrigen in grösserer Verbreitung auftretenden Gesteinen verdienen eigentlich nur noch einige wenige Abarten der Grünschiefer und Serizitgneise die Bezeichnung „hart". Die meisten Ausbildungsweisen dieser metamorphen Gesteine, besonders die stark geschieferten, sind dagegen der Zerstörung und Abtragung leicht zugänglich. Auch hier ist naturgemäß die Widerstandskraft in den Zerrüttungszonen am geringsten.

Unter den jüngeren Ablagerungen haben nur einige wenig verbreitete, nachträglich verkittete Konglomerate, daneben gewisse Kalkbänke des Tertiärs grössere Widerständigkeit; dagegen sind die lockeren Sande und Schotter aus Tertiär und Diluvium leicht zerstörbar.

Nicht übergangen werden dürfen hier die grossen, weit aushaltenden Quarzgänge, die wegen ihrer Reinheit und ihres meist sehr grossblockigen Zerfalls an „Härte" sogar den Quarzit noch übertreffen, aber wegen ihrer geringen Verbreitung morphologisch weit zurücktreten. Ebenso haben auch die vielen kleinen Basaltvorkommen, wenn überhaupt, nur örtliche Bedeutung.

Erster Abschnitt.

Der Quarzitkamm und sein Verhältnis zu den benachbarten Schieferflächen.

A. Das Kammgebiet.

Wir beginnen unsere Untersuchung mit der Kammregion als dem landschaftlich wichtigsten Oberflächenelement unseres Gebietes. Im wesentlichen gehört ihr die eigentliche Rückenoberfläche an, die — von wenigen Ausbuchtungen im Bereich der Quersenken abgesehen — die Wasserscheide zwischen dem Taunusvorland im Süden und der Hochfläche im Norden trägt (vgl. dazu die Karte).

Zur weiteren Einteilung eignen sich am besten die den Rheintaunus quer durchsetzenden tiefen Talgebiete, die besonders im Bereich des Kammrückens landschaftlich von Wichtigkeit sind, während ihre Fortsetzung im südlichen Vorland nicht auffälliger heraustritt als die Täler der übrigen zahlreichen, dem Main und Rhein zuströmenden Taunusbäche.

Etwa in der Mitte durchbricht der Wallufbach (auch „die Walluf") bei Schlangenbad den Rheintaunus und teilt ihn in zwei ungefähr gleichgrosse Stücke. Der westliche Abschnitt bis zum Rhein hin, wegen seiner Lage innerhalb des historischen Rheingaus gewöhnlich Rheingaugebirge genannt, wird durch die tiefe Einsenkung von

Stephanshausen nördlich Geisenheim noch weiter in das „östliche“ und „westliche Rheingaugebirge“ zerlegt — letzteres von Leppla (39, b) nach dem beherrschenden Westteil, dem Kammerforst, auch als „Kammerforster Block“ bezeichnet.

Östlich der Walluf ermöglicht die von der Aartalbahn benutzte Einsattelung der Eisernen Hand bei Wiesbaden eine weitere Einteilung in das zwischen hier und der Walluf liegende „Gebiet der Hohen Wurzel“ und den ostwärts bis zur Idsteiner Senke reichenden Rest des Rheintaunus. Für diesen Teil fehlt eine zusammenfassende Bezeichnung. Auch die höchste Anschwellung, die Hohe Kanzel, ist wegen ihrer Lage nicht so beherrschend, dass sie dem Ganzen den Namen geben könnte. Nach der am Abfall gegen die Mainmündung hin gelegenen Stadt Wiesbaden mag diese Gebirgsstrecke im weiteren Verlauf der Untersuchung als „Wiesbadener Taunus“ bezeichnet werden.

Die Meereshöhe der einzelnen Kammstücke schwankt zwischen 620 und 440 m. Im Kammerforst herrschen Höhen von rund 500 m vor; im Jägerhorn erreicht dieser Abschnitt fast 540 m.

Das östliche Rheingaugebirge besitzt in der Kalten Herberge mit 620 m die stärkste Erhebung des ganzen Rheintaunus; sonst hat es überwiegend 540—580 m Meereshöhe.

Die Hohe Wurzel kommt mit 618 m der Kalten Herberge fast genau gleich; im übrigen liegt ihre Kammfläche meist zwischen 600 und 540 m.

Der Wiesbadener Taunus endlich erreicht in der Hohen Kanzel 595 m; daneben sind Meereshöhen von rund 540 und wiederum 500 m vorherrschend.

Horizontale Gliederung des Kammgebietes.

Auf seiner ganzen 37 km langen Erstreckung verläuft der Rücken des Rheintaunus dem Streichen der Schichten folgend im allgemeinen in NO-Richtung. Der auffälligste Zug in seinem Oberflächenbild ist eine Längsteilung in einen nördlichen Hauptkamm, der die stärksten Erhebungen besitzt und in den einzelnen Gebirgsteilen im wesentlichen geschlossen verläuft, und in einen gleichgerichteten, weniger hohen Südkamm, der nur im Wiesbadener Taunus völlig geschlossen ist. Deshalb ist hier die Zweiteilung am klarsten ausgeprägt. Im mittleren Rheintaunus ist zwar der Hauptkamm lückenlos entwickelt, der Südkamm dagegen in eine Reihe von Einzelkuppen aufgelöst. Noch weiter westlich ist er nur noch schwach in einigen Verflachungen in tieferer Lage unterhalb des eigentlichen Kammgebietes angedeutet. Statt seiner tritt in der Westhälfte des Kammerforster Blockes nördlich des Hauptkammes ein dritter hoher Längsrücken auf, der eigentliche Kammerforst oder Jägerhornzug.

Der Abstand zwischen Haupt- und Südkamm beträgt senkrecht zum Längsverlauf gemessen im Mittel 1100 m. Wo der Südkamm nicht bloss durch Verflachungen oder durch aus dem Abfall des Hauptkammes heraustretende Kuppen angedeutet ist, sondern als selbständiger Rücken auftritt, wird der Zwischenraum zwischen den beiden Kämmen von den im Streichen verlaufenden oberen Talstücken der Taunusbäche eingenommen. Als Wasserscheiden zwischen ihren Quellgebieten stellen hohe Querrücken die Verbindung der beiden Kämme her. Wo diese Riegel im Vergleich mit den angrenzenden Kammteilen noch wenig erniedrigt sind, erscheint die Oberfläche der Kammregion geschlossen und breit. Die getrennten Kämme dagegen sind durchweg sehr schmal; eine Breite von 80 bis 100 m wird nur ausnahmsweise überschritten. Im Querschnitt ist diese Oberfläche nur wenig gewölbt, oft sogar ganz eben, und der Abfall gegen das südliche Vorland setzt gewöhnlich steil und unvermittelt ein. Nach Norden gegen die Plateaumulde ist die Abdachung auf grössere Erstreckung sanft; streckenweise sind aber auch hier Steilhänge zwischengeschaltet. Überall, wo nicht der Mensch verändernd eingegriffen hat, sind die Kammflächen von Quarzitblöcken und -brocken überstreut, zwischen denen, besonders im Rheingaugebirge, stellenweise der anstehende Fels in nackten Klippen zutage tritt.

Die Wasserscheide zwischen den nach Süden unmittelbar zum Rhein und Main strömenden Bächen und den Zuflüssen von Aar und Wisper im Norden folgt im allgemeinen der Rückenlinie des Hauptkammes. Ganz im Westen liegt sie auf dem hier im Norden vorgelagerten dritten Rücken; am Jagdschloss Platte, nördlich Wiesbaden verläuft sie für eine kurze Strecke auf dem Südkamm. An den Querscharten von Stephanshausen, Schlangenbad und Idstein ist sie in weitem Bogen nach Norden ausgebuchtet.

Im einzelnen stellt sich der Verlauf der Kammrücken in folgender Weise dar.

Der **Kammerforster Block** beginnt am Rhein mit zwei selbständigen Zügen: dem Hauptkamm und dem Rücken des eigentlichen Kammerforstes nördlich davon. Beide sind getrennt durch das tief eingeschnittene, steil zum Rhein hinabführende Bodental.

Der Kammerforst wird im wesentlichen gebildet vom Bodentaler Kopf[1]) und dem Jägerhorn.

Der ganze Rücken setzt sich aus drei staffelförmig gegeneinander verschobenen Teilstücken zusammen, die von West nach Ost jeweils

---

[1]) Der Name Bodentaler Kopf ist der älteren Literatur entnommen. Die geologische Karte (Bl. Presberg—Rüdesheim 1904) gibt ihn noch an, dagegen lässt das neuere Messtischblatt den auffälligen und deutlich individualisierten Rücken ohne Bezeichnung. Es ist der in der H. 507 gipfelnde Westteil des Kammerforstes.

gegen das westlich benachbarte Stück nach Süden verrückt erscheinen: das erste Mal — dicht westlich Punkt 507 — um etwa 100 m, das zweite Mal entlang der Strasse Kammerforst—Lorch um 300 m. Infolgedessen hat der Kammerforst, obwohl jedes Stück für sich normal im Streichen verläuft, im Kartenbild im ganzen fast WO-Richtung. Mit dem Osthang des Jägerhorns bricht der Nordzug nach einer Länge von 2 km mit schroffem Steilhang zu den fast 150 m tiefer liegenden Schieferflächen ab, die den Grolochbach auf seiner Südseite begleiten.

Der die Wasserscheide zwischen Bodentaler- und Grolochbach tragende Quersattel mit P. 454 stellt hier am Ostende des Nordzuges die Verbindung her zur Waldburghöhe und damit zum Hauptkamm. Dieser setzt sich von hier aus nach SW mit dem langen schmalen Rücken fort, der am Teufelskadrich 350 m über dem Rhein abbricht. In seiner Gesamtrichtung weicht dieser Rücken vom normalen Taunusstreichen um ein geringes, aber doch deutlich ab, indem er statt nach ONO fast nach NO verläuft.

Nach der anderen Seite, nach Osten hin, setzt sich der Hauptkamm von der Waldburghöhe aus, genau die Streichrichtung einhaltend, über die Zimmersköpfe (500 m) zum Röspelkopf fort, wo er steil über den 360 m-Flächen der Senke von Stephanshausen endet.

Diese Senke unterbricht den Taunuskamm auf 2,5 km Breite völlig und greift in derselben Breite buchtförmig noch ein Stück nach Norden durch ihn hindurch. Die Wasserscheide biegt zwischen H. 476 und dem Röspelkopf vom Hauptkamm nach N ab und folgt dem in regelmäßigem Halbkreis nördlich um Stephanshausen herumlaufenden Rücken, um im Forstbezirk „Knorrlöcher" nordöstlich des Ortes wieder auf den Quarzitkamm überzutreten.

Im **östlichen Rheingaugebirge** lässt sich neben dem Hauptkamm, der die direkte streichende Fortsetzung des Hauptkammes im Kammerforster Block bildet, ihm südlich vorgelagert noch eine Reihe von Rückenanschwellungen und Kuppen erkennen, die unter sich zwar durch die obersten Talstücke der Taunusbäche getrennt sind, im ganzen aber zu einem ungefähr im Streichen verlaufenden Südzug sich anordnen lassen.

Der Hauptkamm verläuft über den Grauen Stein (535 m), Kalte Herberge (620 m), Erbacher Kopf (580 m), H. 547,6, Bärstadter Kopf (495 m). An verschiedenen Stellen ist er seitlich verschoben, setzt aber jedesmal wieder in der alten Richtung weiter fort. Nur gering ist der Verschiebungsbetrag dicht am Westende über der Bucht von Stephanshausen, etwa 400 m nordöstlich P. 503,1, wo die Kammlinie neben dem steilen Südabfall unvermittelt etwa 40 m nach Süden herausrückt. Sehr viel bedeutender — etwa 500 m — ist die Verschiebung am Erbacher Kopf. Hier verbreitert sich die

Kammfläche durch eine Ausbuchtung nach Süden auf etwa 200 m, biegt mit scharfem Knick in reine Nordrichtung um und hält diese Richtung auf ungefähr 700 m bei, um erst 400 m nördlich P. 579,3 („Bollwerk“) wieder in die Streichrichtung einzubiegen.

Ebenfalls fast 500 m beträgt die Verschiebung an der H. 547,6. Hier findet der Hauptkamm seine Fortsetzung in dem Rücken, der nach einer Unterbrechung durch das Tal des bei Schlangenbad in die Walluf mündenden Warmen Baches in der isolierten Kuppe des Bärstadter Kopfes steil über dem Wallufdurchbruchstal endet. Auch diese Kuppe lässt wieder eine geringe Verschiebung nach Norden erkennen.

Der dem Hauptkamm des östlichen Rheingaugebirges südlich vorgelagerte Zug beginnt im Westen mit einer Reihe von Einzelkuppen, die durch flache Einsattelungen mit dem Abfall des Hauptkammes verbunden sind. Eisenberge (451 m), Rabenkopf (520 m) und Frankensteiner Rech (516 m) gehören hierher. Die grösste Höhe erreicht der Zug in der steilen Kuppe der Hallgarter Zange (580 m), dem weithin sichtbaren Wahrzeichen des Rheintaunusgebietes. Ihr legt sich im Osten die 525 m-Fläche der „Ringmauer“ vor, die um ein geringes nach Süden verschoben ist. Vom Eberbach wird der vordere Zug in grosser Breite unterbrochen. Erst wieder am Südhang des Erbacher Kopfes tritt bei P. 443,1 und südöstlich davon zwischen dem Eberbach und dem westlichen Quellarm des Kiedricher Baches („Pfaffenborn“) eine ebene Fläche aus dem Abfall des Hauptkammes heraus, über der sich etwa 300 m südsüdöstlich P. 443,1 ein flaches Kuppchen erhebt, das man trotz der geringen Meereshöhe wegen seiner Lage genau in der Richtung des Südzuges ihm zurechnen darf.

Als weitere Fortsetzung des Südzuges ist dann der vom Erbacher Kopf nach OSO vorspringende ebene Rücken des Heidekopfes (505 m) anzusehen, und weiterhin der ihm gegenüberliegende Rücken mit P. 498, jenseits des steil und tief eingeschnittenen Sillgrabens. Beide liegen, ganz entsprechend dem Zurückweichen des Hauptkammes am Erbacher Kopf, gegen die Linie Eisenberge—Rabenkopf—Hallgarter Zange um ein Stück nach Norden verschoben, wenn dies Verhältnis wegen des fehlenden Zusammenhangs hier auch weniger deutlich ist.

In den Dreibornsköpfen verschmilzt der vordere Zug mit dem Hauptkamm gerade dort, wo dieser bei P. 547,6 nach Norden versetzt wird, wodurch zusammen mit dem nordwärts gerichteten Stück des Hauptkammes ein Querrücken von über 1500 m Länge entsteht. Von ihm aus nach Osten bis zum Schlangenbader Tal hin ist dann die Längsteilung des Kammgebietes wieder deutlich ausgeprägt. Der den Hauptkamm fortsetzende, in der 495 m-Kuppe des „Bärstadter Kopfes“ endigende Rücken ist schon erwähnt. Dem Süd-

kamm gehört der etwa 1200 m lange Rücken des Hansenkopfes an, der — entsprechend den Verhältnissen am Hauptkamm — gegen die Richtung Heidekopf — „Rücken mit P. 498“ wieder etwa 500 m nach Norden verschoben ist. Dicht vor dem Abfall zum Walluftal schwillt er mit einer Endkuppe ebenfalls bis zu 495 m an.

Die Wasserscheide biegt an dem NS-Rücken bei P. 547,6 vom Hauptkamm nach Norden ab und umläuft auf einem halbkreisförmig gebogenen Rücken die weiträumige Ursprungsmulde des Wallufbaches, in deren Tiefe die Dörfer Wambach und Bärstadt liegen.

Im **Gebiet der Hohen Wurzel** tritt die Längsteilung nur am Westabfall deutlich heraus, der durch den an der Wambacher Mühle einmündenden Nebenbach der Walluf in zwei Parallelrücken zerlegt wird, die als direkte Fortsetzung von Haupt- und Südkamm, wie sie westlich der Walluf entwickelt sind, angesehen werden können. Im Osten darf man ausserdem die vorgeschobene Kuppe des „Schläferskopfes“ (455 m) wegen ihrer Lage zum Südzug des Wiesbadener Taunus ebenfalls dem Südzug zurechnen.

Dagegen liegen die H. 617,9, ferner eine flache Kuppe auf der Rückenebnung des „Rosskopfes“ und schliesslich der „Biegel“ zwar genau in der Verbindungslinie zwischen dem nördlichen Rücken am Walluftal und dem Nordkamm des Wiesbadener Taunus, doch sind die Einsattelungen, die sie von der Hauptmasse der Hohen Wurzel trennen, nur ganz geringfügig und im Oberflächenbild kaum bemerkbar. Statt der beiden schmalen Kämme tritt hier ein einziger breit gewölbter Rücken auf, der stattlich genug entwickelt ist, um noch Raum für zwei weite flache Ursprungsmulden zu bieten, die nach Norden zur Aar hin entwässert werden. Alles das bringt die Hohe Wurzel in auffälligen Gegensatz zu den übrigen Abschnitten des Rheintaunus.

Der Kern dieses Gebirgsteiles ist ein quer zum Streichen verlaufender Rücken von rund 615 m Meereshöhe, der sich im Süden etwa 600 m WNW Oberförsterei Chausseehaus steil aus seiner Umgebung heraushebt und im Norden mit dem Abfall des „Tummelberges“ etwa 1 km SSO Seitzenhahn endet.

Ungefähr an der „Lahnstrasse“, die von Wiesbaden über Chausseehaus, die Hohe Wurzel in 570 m Meereshöhe querend, nach Langenschwalbach und von da zur Lahn führt, beginnt die Längsteilung des Westabfalles.

Nach Nordosten setzt den beherrschenden Querrücken ein breiter Längsrücken fort, der ungefähr von der Gegend des „Eisernen Aussichtsturmes“ her über P. 584,1 und P. 565,8 mit nur flacher Neigung bis östlich des „Biegel“ sich erstreckt und der, wie der Verlauf der Höhenlinien auf der Karte gut erkennen lässt, zusammen

mit dem Querrücken einen mächtigen keilförmigen Klotz bildet, dessen Breitseite im Westen liegt. Er hebt sich mit Ausnahme der Westseite, wo er in die beiden Parallelrücken übergeht, ringsum mit steilem Anstieg heraus.

Entlang einer NS-Linie fällt er im Osten zu der ebenen Fläche an der „Eisernen Hand“ (423 m) ab, die zwischen den Ursprungsmulden des Klarenthaler Baches und des nach Norden zur Aar eilenden kurzen Wasserlaufes den Übergang zum Nordkamm des Wiesbadener Taunus vermittelt. Eine Ausbuchtung der Wasserscheide, wie bei Stephanshausen und Schlangenbad, tritt hier nicht ein: die „Eiserne Hand“ bildet keine Unterbrechung, sondern nur eine Einsattelung des Kammes, die allerdings durch die Anschwellung der Hohen Wurzel dicht daneben landschaftlich deutlich heraustritt.

Im Gegensatz zu der Geschlossenheit der Hohen Wurzel ist im **Wiesbadener Taunus** die Längsteilung besonders deutlich. Im Westen hat der Oberlauf des Kesselbaches (= Adamstalbaches), im Osten der Theissbach ein tiefes Längstal zwischen beide Kämme gelegt. In der Mitte unterbricht einer der Nebenbäche der Aar (auf dem Messtischblatt ohne Namen, auf der Ravensteinschen Karte [S. 70] „Schwarz- oder Silberbach“) den Nordkamm und greift mit seinen Quellarmen bis auf den Nordhang des Südkammes in der Nähe des Jagdschlosses „Platte“ hinauf. Sein Quellgebiet wird im Westen bei P. 487,2, im Osten bei P. 523,3 gegen Kessel- und Theissbachtal durch Querrücken abgeriegelt, die die Verbindung zwischen beiden Kämmen herstellen.

Auch hier darf der Nordkamm als der höhere wieder als Hauptkamm bezeichnet werden. Sein Westteil zwischen Eiserner Hand und Silberbach wird durch eine Einsattelung in die beiden Einzelhöhen des Altensteins (500 m) und Eichelberges (536 m) zerlegt. In der breiten Lücke des Silberbachtales trägt der Rücken zwischen den beiden Quellarmen an der Stelle, wo etwa die streichende Fortsetzung des Hauptkammes zu erwarten wäre, als letzte Andeutung in ungefähr 450 m Meereshöhe eine Verebnung, die nach vorn zu einem flachen Kuppchen anschwillt.

Weiter östlich setzt der Hauptkamm über den Rücken des „Tierparks“ (520 m) mit einer 700 m langen breiten Rückenebnung und weiter mit der schmalen Kammfläche des Hohe Wald/Hohe Kanzelzuges fort. Dieser Zug verläuft zuerst ein Stück quer und biegt dann dicht nordöstlich P. 568,2 in die Streichrichtung zurück, so dass auch hier wieder eine Verschiebung nach Norden und zwar um etwa 400 m vorliegt. Bis zum Abfall gegen das Daisbachtal tritt dann keine weitere Kammversetzung oder -unterbrechung mehr ein.

Während den Nordkamm nur die flache Einsattelung der Eisernen Hand von der Hohen Wurzel trennt, ist im Bereich des Südkammes eine deutliche Unterbrechung vorhanden. Sie wird noch dadurch verstärkt, dass der durch das Durchbruchstal des Kesselbaches vom übrigen. Südkamm abgetrennte Rücken zwischen dem Kesselbach und dem Klarenthalerbach nur geringe Höhe besitzt. Seine stärkste Erhebung, der „Bleidenstadter Kopf" (388,5 m), liegt in der streichenden Fortsetzung des Schläferskopfes; gegen den Südkamm weiter östlich ist er dagegen um etwa 500 m nach Südost verschoben.

Zwischen Kesselbach und Daisbach, auf eine Länge von 9 km, ist der Südzug nirgendwo unterbrochen. Vom Kesselbach bis zum Jagdschloss Platte führt er gewöhnlich den Namen „Rentmauer" und ist hier 500 m westlich der Platte mit dem Eichelberg des Nordzuges durch einen breiten Quersattel verbunden. Am Jagdschloss dicht östlich der Strasse Wiesbaden—Neuhof, die hier, die breite Unterbrechung des Nordkammes benutzend, den bequemsten Übergang fand, steigt der Südkamm zu seinem höchsten Teil (540 m) an. Dieser besteht aus vier langgestreckten Einzelstücken, die in der Streichrichtung aufeinander folgen und durch flache Einsattelungen getrennt sind. Das westlichste Stück, der Steinhaufen, verdankt ebenso wie das östlichste, die Rassel, seinen Namen der Bedeckung mit grobem Quarzitschutt. Von der dritten Kuppe, von Westen her gezählt, stellt ein nur unmerklich eingesattelter Rücken die Verbindung mit dem Nordkamm wieder her. Er riegelt das Gebiet des Silberbaches ab gegen das tief eingeschnittene Theisstal, das von hier ab Nord- und Südkamm trennt. Während der Nordkamm die Streichrichtung beibehält, dreht der Südzug deutlich bis fast in Ostrichtung ab, so dass die Entfernung zwischen den beiden Kammlinien sich von 1300 m am Querriegel nach Osten bis auf 2150 m am Daisbach vergrössert. 500 m vor dem Abfall zum Daisbachtal, 300 m östlich P. 450,3, ist die Kammfläche um etwa 100 m nach Süden verschoben und folgt von hier aus wieder der Hauptstreichrichtung.

Etwa 1000 m vor dem Südkamm und durch einen Quersattel mit ihm verbunden, erhebt sich hier nahe der Ostgrenze des Rheintaunus landschaftlich auffällig der regelmäßig geformte stumpfe Kegel des Kellerskopfes (475 m) als selbständiges Gebirgsglied, das sich mit keinem der übrigen Gebirgsteile morphologisch in Beziehung setzen lässt.

Die Hauptwasserscheide, die von der Eisernen Hand über Altenstein und Eichelberg auf dem Nordkamm verläuft, geht über den Querriegel zwischen Kessel- und Silberbach auf den Südkamm über, biegt auf dem zweiten Querriegel wieder nach Norden um und geht am Hohen Wald über den Hauptkamm hinweg nach

Norden weiter, da der Engenhahner Bach sein Einzugsgebiet am Nordhang des Kammes entlang weit nach Westen ausdehnt. Die Wasserscheide verläuft dann über die flache waldbedeckte Höhe zwischen Engenhahn und Eschenhahn (= „Engenhahner Heide“ der Karte 1:100000) und von hier steil abwärts auf den Eisenbahnhaltepunkt Niederseelbach zu, wo sie, mit 350 m Meereshöhe ihren niedrigsten Punkt erreichend, die südliche Idsteiner Senke überquert, um jenseits erst am Glaskopf wieder auf den Hauptkamm zurückzutreten.

Wie bei Stephanshausen und Schlangenbad wird also auch hier die Wasserscheide weit nach Norden ausgebuchtet. Während aber dort waldbedeckte Rücken in ähnlichen Höhenlagen wie die benachbarten Kammteile die hintere Umwallung der Ausbuchtungen bilden, wird das Daisbachtal bei Niederseelbach im Norden von einem nur wenig anschwellenden Riegel abgeschlossen, der, seinerseits tief zwischen den seitlich benachbarten Höhenzügen eingesenkt, als ausgesprochene Talwasserscheide erscheint. Von hier aus führt die Idsteiner Senke als breite, überwiegend von Äckern und Wiesen eingenommene Tiefenzone durch die ganze Nordabdachung hindurch zum Limburger Becken. Die zwischen den jungen Tälern sich erstreckenden und das Landschaftsbild der Senke nördlich der Quarzitzone bestimmenden Flächen haben an der Wasserscheide rund 370 m Meereshöhe und fallen gegen das Limburger Becken hin ganz allmählich ab. Meist liegen sie bei rund 300 m.

Das die südliche Fortsetzung der Senke bildende Durchbruchstal des Daisbaches durch den Nordkamm ist nur schmal und tritt landschaftlich nicht stärker hervor als das Walluftal bei Schlangenbad oder die Bucht von Stephanshausen. Von der zwischen 295 und 275 m Meereshöhe liegenden Talsohle steigen beiderseits die Hänge, nur unwesentlich durch Verflachungen gegliedert, die im Oberflächenbild fast unbemerkt bleiben, bis etwa 500 m Meereshöhe an. Die Entfernung zwischen den beiden einander gegenüberliegenden 500 m-Höhenlinien beträgt in der Luftlinie 3,2 km. Die Unterbrechung des Südkammes ist viel bedeutender. Besonders auf der Ostseite sind hier breite, dem Ackerbau dienende Terrassenflächen eingeschaltet. So beträgt die Entfernung vom Hahnberg (445 m) bis zum Küppel, der mit 434 m die Hahnberghöhe fast erreicht, schon 5 km.

Die Bedeutung des Daisbachquertales als Trennungslinie wird noch dadurch erhöht, dass es Landschaften von sehr verschiedenem Gepräge voneinander scheidet. Während im Westen das Oberflächenbild durch die beiden langen, geschlossenen, schmalen Kämme bestimmt wird, ist **östlich des Daisbaches** die Längsteilung zwar auch deutlich ausgeprägt, doch sind hier die Kämme durch tief

eingeschnittene Quertäler in Einzelkuppen zerlegt, und erst mit Annäherung an den Hochtaunus sind die beiden Züge wieder geschlossener ausgebildet.

Die massige Erhebung des Oberjosbacher Waldes zwischen Oberjosbach und Lenzhahn mit einer ausgedehnten Gipfelfläche in 500—512 m Meereshöhe, und jenseits des Dattenbaches der Butznickel (462,2 m) vertreten hier den Hauptkamm, sind gegen den Hohe Kanzelzug allerdings stark (um 900 m) nach Norden verschoben. Der Hammersberg südwestlich Ehlhalten — im Küppel 434 m Meereshöhe erreichend — und, wieder durch den Dattenbach abgetrennt, der Atzelberg (506,9 m) bilden die Fortsetzung des Südkammes, und zwar in der Streichrichtung des Hahnbergrückens. Innerhalb der Senke zwischen beiden Zügen erhebt sich zwischen Butznickel und Atzelberg und durch tiefe, steilwandige Täler von ihnen getrennt der Spitze Berg bis zu 450 m.

Rossert (515,4 m), Hainkopf (475,6 m), Staufen (450,9 m) und Judenkopf (410,1 m) setzen diese Kuppenlandschaft auch noch über das Quarzitgebiet hinaus nach Süden fort. Sie bilden zusammen mit den beiden am Judenkopf und Staufen ansetzenden, durch das Schwarzbachtal getrennten Rücken den hohen, massigen Gebirgsausläufer von Eppstein—Lorsbach, der, das gesamte übrige Taunusvorland weit überragend, erst bei Hofheim zur Mainebene abbricht.

Ein Versuch, die Ursachen für die horizontale Gliederung des Kammgebietes festzustellen, kann sich bei dem Mangel an geologischen Karten, die auf der Grundlage der neueren tektonischen Anschauungen aufgenommen wären, zum Teil nur auf mehr oder weniger wahrscheinliche Vermutungen stützen.

Dass das Kammgebiet an die überwiegend quarzitisch ausgebildeten Zonen der Hermeskeilschichten und des Taunusquarzites gebunden ist, wurde schon gesagt. In dieser Tatsache liegt zugleich die Erklärung für den Verlauf in der Streichrichtung; sie berechtigt uns auch, in der grösseren Widerständigkeit des Quarzites eine der Ursachen für die höhere Lage der Kammrücken gegenüber der Umgebung zu sehen — ob die einzige, wird zu prüfen sein.

Das Auftreten mehrerer gleichgerichteter Züge nebeneinander wird bedingt durch das von der Faltung, gelegentlich auch von streichenden Verwerfungen verursachte wiederholte Zutageausgehen derselben widerständigen Schichtfolgen.

In den Längstälern zwischen den Kämmen treten in der Regel die Bunten Schiefer heraus, und zwar stellenweise, so im östlichen (50) und vermutlich auch im Wiesbadener Taunus (55), als tek-

tonischer Sattel, während der Kern der anstossenden Mulden in den Quarzitkämmen erhalten ist — ein gutes Beispiel für die Umkehr des Reliefs infolge von selektiver Abtragung.

Gegen den Hunsrückschiefer im Norden grenzt die Quarzitzone mit einer streichenden Verwerfung an, die sich am ganzen Taunus entlang verfolgen lässt.

Die sprunghaften seitlichen Verschiebungen der Kammlinie, die wir wiederholt festgestellt haben, würden sich am einfachsten durch Querverwerfungen, verbunden mit nachfolgender Abtragung des höheren Flügels erklären lassen. Wo eine Geländeform an bestimmte Gesteinsschichten gebunden ist, wird sie diesen Schichten folgen müssen, wenn sie durch Querverwerfungen seitwärts verschoben erscheinen.

Die älteren geologischen Karten unseres Gebietes lassen uns nun, was die Störungen anbetrifft, so gut wie ganz im Stich, was bei dem damaligen Stande der stratigraphischen Kenntnis des Taunus nicht anders erwartet werden kann. Das auf Grund der Neuaufnahme bisher allein erschienene Blatt Presberg—Rüdesheim gibt dagegen in der Tat zahlreiche solcher Störungen an, und nach Leppla (43)[1]) sind sie auch im übrigen Taunus reichlich vorhanden. Über ihren Verlauf auf den anderen Blättern sind wir allerdings vorläufig auf das angewiesen, was uns die Oberflächenformen vermuten lassen. Sie auf Grund wechselnder Gesteinsbeschaffenheit festlegen zu wollen, ist bei der Ähnlichkeit der in Betracht kommenden Schichten und dem Fehlen von Versteinerungen sehr schwierig und, wo überhaupt, nur durch sehr eingehende geologische Aufnahme möglich.

Blatt Presberg—Rüdesheim (39, b) zeigt uns die starke Querverschiebung am Kammerforst zwischen Jägerhorn und Bodentaler Kopf, dann den Ostabbruch des Jägerhorns und die Kammunterbrechung bei Stephanshausen an bedeutende Querverwerfungen gebunden, die am Jägerhorn und bei Stephanshausen den Hunsrückschiefer am Quarzit in die Tiefe sinken liessen. Auf dem Bodentaler Kopf, wo wir dicht westlich P. 507 ebenfalls eine Verschiebung feststellten, ist keine Störung eingetragen, nach dem morphologischen Befund jedoch sehr wahrscheinlich.

Dasselbe gilt für die kleine Verschiebung am „Grauen Stein“ bei Stephanshausen, 400 m nordöstlich P. 503,1. Eine geringe Südausbiegung der Kammlinie im Gipfel der Kalten Herberge aus der

---

[1]) Man vergleiche hierzu auch den grossen Reichtum an Störungen auf Bl. Königstein (39, f), ausserdem die tektonische Karte in Michels, Der Ursprung der Mineralquellen des Taunus (Aus Natur und Museum, 56. Bericht der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, Frankfurt a. M. 1926, Heft 8, S. 225—238).

Richtung der benachbarten Kammabschnitte lässt sich leicht aus ihrer grösseren Höhe erklären, weil Nordwest fallende Schichten bei höherliegender Oberfläche weiter südlich zutage ausgehen müssen.

Diese Erklärung genügt aber weitaus nicht bei der grossen, 700 m betragenden Kammverschiebung am Erbacher Kopf, wenn auch mit ihr eine Erniedrigung um etwa 30 m verbunden ist. Hier kann nur eine bedeutende Querverwerfung die Ursache sein, eine Störung, die sich vielleicht als Fortsetzung der auf Bl. Nastätten (geolog. Bl. Algenroth) in der Umgebung von Obermeilingen und Algenroth auftretenden Querverwerfungen auffassen lässt und dann zum Teil mit dem auffällig gradlinigen oberen Gladbachtal zusammenfallen würde. Dass der Zug der südlich vorgelagerten Kuppen dieselbe Verschiebung zeigt, wurde schon gesagt. Auf der Höhe mit P. 311,4 nordwestlich Kiedrich liegt die Grenze Vordevon gegen Devon um einige 100 m weiter südlich (unter Berücksichtigung des Streichens) als auf der Ostseite des Kiedricher Tales, so dass also auch hier im Süden eine Querstörung in der Richtung der Kammverschiebung nachzuweisen ist.

Bei der Kammverschiebung am Hirschsprung (H. 547,6), die 500 m beträgt und ebenfalls im Haupt- und Südzug gleichzeitig deutlich ausgeprägt ist, bleibt wieder nur die Annahme einer starken Querverwerfung übrig. Auch hier erscheint eine Verbindung mit weiter nördlich nachgewiesenen Störungen (bei Mappershain und Rettert auf den geologischen Blättern Algenroth, 39, c und Rettert, 25, k) sehr wohl möglich. Zu erwähnen ist hier der quergerichtete Manganeisenerzgang am Osthang der Dreibornsköpfe, für den allerdings auch ein jüngeres Alter nicht ausgeschlossen ist.

Die Verschiebung des Bärstadter Kopfes gegen den Rücken bei P. 488,2 lässt sich mit den dazwischen durchsetzenden Quarzgängen, die nach der Kochschen Karte (37, d) auch tatsächlich als Verwerfer auftreten, in Beziehung bringen.

Die breitgeschlossene Form der Hohen Wurzel ist darauf zurückzuführen, dass die leicht abtragbaren Bunten Schiefer auf dem Rücken nur in sehr geringer Ausdehnung zutage ausgehen. Vielleicht ist hier die Abtragung in dem Sattel des Kammgebietes noch nicht bis zur Freilegung der Bunten Schiefer vorgedrungen — eine Annahme, die eine tiefere tektonische Lage der Hohen Wurzel im Vergleich zu den benachbarten Gebirgsteilen, besonders dem Wiesbadener Taunus voraussetzt. Dass hier starke Querstörungen tatsächlich vorliegen, zeigt die vorgeschobene Lage des Schläferskopfes und des Bleidenstadter Kopfes. Es spricht dafür auch das Auftreten des Quarzganges westlich Hof Georgenthal (37, a), sowie der an verwerfenden Quarzgängen reichen Zone zwischen Strinz-Margarethä und Kettenbach (Bl. Kettenbach 25, d) in der Fortsetzung des Ost-

abfalles der Hohen Wurzel. Schliesslich gehört hierher auch die Tatsache, dass in den Quarzitbrüchen des Schläferskopfes NW-Streichen zu beobachten ist.

Dass im Wiesbadener Taunus das Vorspringen des Hohe-Waldrückens gegenüber dem Eichelberg ebenfalls auf Querstörungen beruht, geht daraus hervor, dass das Einfallen am Eichelberg und auch noch weiter östlich deutlich NW, am Hohen Wald aber, wenn auch steil, SO ist.

Die Änderung der Richtung im Rassel-Bechtewaldzuge lässt sich nicht auf eine beobachtbare Änderung im Schichtenstreichen zurückführen. Es ist nicht ausgeschlossen, dass diese Richtungsänderung nur scheinbar ist — ähnlich der scheinbaren O-W-Richtung des Kammerforstes (s. o. S. 15) — indem durch Verwerfungen die einzelnen Teile des Zuges gegeneinander verschoben sind, jeder einzelne für sich aber die Streichrichtung beibehielt. Für das letzte Stück, den Hahnbergrücken, scheint es mir jedenfalls so zu sein. Die steile Stufe, die ihn gegen die Kammebnung beiderseits P. 450,3 absetzt, verläuft in der Verbindungslinie eines auf der Kochschen Karte (Bl. Platte 37, b) bei P. 306,3 nordöstlich Naurod eingetragenen Quarzganges mit einem Erzgang auf dem Zieglerkopf. Im übrigen Teile des Zuges sind keine Aufschlüsse vorhanden, die eine Entscheidung zuliessen.

Das Durchbruchtal des Daisbaches ist wie das der Walluf an stark verwerfende Quarzgänge gebunden (37, b). Die Verschiebung des Kammverlaufes jenseits des Daisbaches im Oberjosbacher Wald wird dadurch verständlich.

Die Erklärung der unvermittelten Kammverschiebungen durch Querverwerfungen setzt allerdings einerseits voraus, dass der Kamm überwiegend an dieselben Bänke des Taunusquarzites gebunden ist, andererseits erfordert sie bei der im allgemeinen — so am Hansenkopf und Bärstadterkopf — steilen Schichtstellung (über 45°) und in Anbetracht der bedeutenden Verschiebungsbeträge recht erhebliche Sprunghöhen der vortertiären Querstörungen. Es ist zwar nicht ausgeschlossen, dass neben den vertikalen Bewegungen auch noch horizontale, also Blattverschiebungen, stattgefunden haben, doch ist eine Klärung dieser Frage erst auf Grund der geologischen Spezialaufnahme zu erwarten.

Der Treppenbau des Kammgebietes in der Streichrichtung.

Nachdem so die horizontale Gliederung der Kammzone — wenigstens mit grosser Wahrscheinlichkeit — auf die Art und Lagerung der Gesteine zurückgeführt werden konnte, bleibt noch der vertikale Aufbau des Gebietes zu untersuchen.

Wir sahen, dass der Rheintaunus durch die Einsattelungen in vier Abschnitte zerlegt wird, die in sich geschlossene, einheitlich gebaute Gebirgsteile darstellen. Schon das Kartenbild der Messtischblätter lässt die in der Wirklichkeit sich überall bestätigende Tatsache erkennen, dass die Kammlinie des Rheintaunus ihrer Längserstreckung nach aus einer Reihe von horizontal verlaufenden, d. h. in der Streichrichtung ebenen Stücken zusammengesetzt ist, die gegeneinander durch mehr oder weniger stark, aber stets deutlich geneigte Hänge abgesetzt sind. Von den grossen Quertälern steigen sie stufenweise übereinandergelagert zu den höchsten Erhebungen an, um von hier aus in derselben Weise wieder zum nächsten Quertal hinabzuführen. Am auffälligsten ist dieser treppenartige Aufbau im östlichen Rheingaugebirge ausgeprägt; er ist aber auch in den übrigen Abschnitten nirgendwo zu verkennen (s. Abb. 8, 9 u. 10).

Im **Kammerforster Block** liegt die Rückenfläche des Bodentaler Kopfes in 490/95 m; in der H. 507 ist ihr ein wirres Haufwerk von Quarzitblöcken aufgesetzt, welches das Anstehende ganz verhüllt.

Als nächsthöhere Stufe schliesst sich östlich der Rücken mit P. 527 an, wo der Kamm sich auf 400 m Länge in etwa 525 m Meereshöhe hält, um im Osten unvermittelt gegen die steil ansteigende Kuppe des Jägerhorns (537,8 m) abzustossen.

Der Südkamm beginnt mit der ganz ebenen 460 m-Rückenfläche am Forsthause Kammerforst. Nach Westen gegen den Rhein hin stuft sie sich mit drei durch kurze Steilhänge getrennten ebenen Flächen in 450, 430 und 417 m Meereshöhe ab, um am Teufelskadrich mit jähem Steilhang zum Rhein abzufallen. Nach Osten führt von der 460 m-Fläche ein deutlicher Anstieg auf die 485 m-Rückenebnung der Waldburghöhe, an die sich — ebenfalls mit deutlicher Stufe abgesetzt — der Hauptteil des Südzuges als schmaler blocküberstreuter Grat anschliesst, über P. 496,3, P. 494 und P. 500,2 mehr als 1000 m lang sich hinziehend und nur unwesentliche Höhenunterschiede aufweisend. Einzig H. 500,2 bildet eine flache, kuppenartige Erhebung. Steile Einsattelungen trennen weiterhin H. 476 und den Röspelkopf (441 m) ab.

Sehr deutlich zeigt sich der Stufenbau im Hauptkamm des **Östlichen Rheingaugebirges** (s. Abb. 8). Ein langer gleichmäßiger Abfall führt von der rundlichen Kuppe der Kalten Herberge (619,5) nach Westen hin auf die ebene Kammfläche in 550/545 m Meereshöhe, die sich von P. 550,9 etwa 500 m weit nach Westen erstreckt. Gegen sie ist mit weniger deutlicher Stufe die von stattlichen Quarzitklippen überragte Ebnung des „Grauen Steins" in 530/535 m abgesetzt, der dann als letzte Stufe gegen die Senke von Stephanshausen hin die 500 m lange Ebnung bei P. 503,1 vorliegt.

Nach Osten fällt die Kalte Herberge ebenfalls gleichmäßig ab bis zum Kasimirskreuz. Von hier aus hält sich die Kammlinie auf fast 3 km Länge bis über den Erbacher Kopf hinaus zwischen 565 und 580 m Meereshöhe. Sie verläuft hier auf grössere Strecken ganz horizontal. Wo sie östlich des Erbacher Kopfes eine Verrückung nach Norden erleidet, schiebt sich ungefähr 400 m nördlich P. 579,3 eine deutliche Ebnung in etwa 545 m Meereshöhe ein. Südlich Hausen v. d. H., wo die Quellarme des Gladbaches von Norden und des Kiedricher Baches von Süden her fast bis auf die Höhe greifen, ist der Kamm in einem 300 m langen ebenen Stück bis auf 512 m erniedrigt (Pass von Hausen). Jenseits steigt er aber rasch wieder bis etwa 535 m Meereshöhe an und hält sich auf 1000 m Länge in diesem Niveau, nur ganz unmerklich bis 540 m ansteigend. Am Ostende dieses ebenen Stückes schwillt er zu der kleinen Kuppe H. 547,6 an, die ihn also um kaum 8 m überragt.

Die letzte Stufe gegen das Schlangenbader Tal hin bilden der durch den Warmen Bach zerschnittene Rücken P. 486,2—Bärstadter Kopf und der Rücken des Hansenkopfes, beide im Mittel etwa 485 m hoch, beide in ihren Endkuppen 495 m erreichend.

Infolge der weitgehenden Auflösung in Einzelkuppen ist der Stufenbau im Südzug des östlichen Rheingaugebirges kaum noch zu erkennen. Vielleicht zeigt sich eine letzte Andeutung in der Meereshöhe der einzelnen Kuppen der Westhälfte, die — entsprechend der Profillinie des Hauptkammes — von West nach Ost bis zur Hallgarter Zange hin jeweils grössere Höhe erreichen und in der Ringmauer wieder abzufallen beginnen. (Eisenberge 451 m, Rabenkopf 520 m, Frankensteiner Rech 516 m, Hallgarter Zange 580 m, Ringmauer 525 m.) Das mittlere, durch die Täler des Eberbaches und des Kiedricher Baches stark zerschnittene Stück lässt sich der Stufenreihe nicht einordnen, um so besser dagegen der schon eben genannte Rücken des Hansenkopfes.

Der Treppenbau des östlichen Rheingaugebirges tritt recht klar hervor bei einem Blick von P. 280,5 des Birkenkopf—Hagelplatzrückens, nordöstlich Neudorf, ferner auch von der Bubenhäuser Höhe und der H. 311,4 bei Kiedrich.

Das **Gebiet der Hohen Wurzel** stuft sich gegen das Schlangenbader Tal ebenfalls deutlich ab. Auf dem nördlichen der beiden Rücken des Westhanges treten kurze, aber sehr deutliche Stufen in 560, 550, 485 m Meereshöhe, weniger auffällig in 510 m auf. Auf dem südlichen Rücken finden sich ausgedehnte Verebnungen ebenfalls in 560 und 550 m Meereshöhe, eine weitere in 527 m. Der Rotekreuzkopf trägt eine ebene Fläche in 510 m; dicht westlich P. 493,1 tritt eine lange, gratartig schmale Verebnung in etwa 480 m Meereshöhe auf.

Wegen der geringen Gesamtneigung des Ostteiles der Hohen Wurzel heben sich die hier ebenfalls nicht fehlenden ebenen Profilstücke nicht so deutlich ab, dass ein Stufenbau auch landschaftlich heraustträte. Sie finden sich in 585 m dicht südlich P. 584,1, in 565 m bei P. 565,8, in 540 m dicht südlich P. 535,8. Daneben treten noch deutliche Verebnungen auf dem Rosskopf in 565 m, auf dem Biegel in 548 m Meereshöhe auf.

Der Abfall gegen die Eiserne Hand ist gleichmäßig steil und gegen die flach geneigte Rückenfläche oberhalb deutlich abgesetzt. Von 460 m an flacher werdend, geht der Abfall bei 425 m Meereshöhe in die ebene Fläche der Eisernen Hand über.

Auch der **Wiesbadener Taunus** zeigt unverkennbaren Stufenbau.

Im Nordkamm (s. Abb. 9) trägt der Altestein eine in der Streichrichtung gestreckte Verebnung in 490 m Meereshöhe, über der am Ostende ein flaches Kuppchen bis 500 m aufragt. Der Eichelberg zeigt ebenfalls eine deutliche Gipfelfläche, die im Mittel 532 m hoch ist und in einer Ausbuchtung nach Norden hin sich sanft auf 536 m hebt. Östlich des Silberbaches liegt die Rückenebnung des Tierparks zwischen 515 und 525 m Meereshöhe. Sie setzt gegen die Kammfläche des Hohe Wald/Hohe Kanzelzuges mit deutlichem Anstieg von über 40 m ab. Dieser Zug steigt von 570 m im Westen unmerklich bis etwa 582 m Meereshöhe an und hält diese Höhe mit nur geringen Schwankungen bis 100 m westlich P. 563 am Ostabfall der Hohen Kanzel bei, im ganzen auf fast 3 km Länge. Nur die beiden Kuppen P. 592,3 und P. 593,2 („Hohe Kanzel") unterbrechen auf kurze Strecken das gleichmäßige Niveau. Zum Daisbachtal fällt der Nordkamm im allgemeinen recht steil ab. Nur im oberen Teil des Abfalles sind einige schmale Ebenheiten von geringer Ausdehnung eingeschaltet.

Der Südkamm (s. Abb. 10) beginnt — abgesehen vom Bleidenstadter Kopf (388 m), der schon zum Bereich der „Eisernen Hand" gehört — mit einer deutlichen, 150 m langen Verebnung in 440 m Meereshöhe, etwa 1300 m südöstlich des Altenstein. Das Messtischblatt lässt diese Verebnung nicht erkennen, um so deutlicher tritt sie in der Natur hervor.

Vom Wegstern in etwa 450 m Meereshöhe führt ein starker Anstieg, den in 468 m eine unbedeutende Verflachung unterbricht, auf ein grosses ebenes Flächenstück in 480/483 m Meereshöhe, das sich nach Osten zu der kleinen Kuppe mit P. 493,5 erhebt. Nach einer Einsattelung auf 480 m bleibt der Kamm dicht westlich Jagdschloss Platte auf 300 m Länge in etwa 505 m Meereshöhe ziemlich eben, um dann am Jagdschloss selbst mit einem Anstieg von 30 m zum Steinhaufen/Rasselzuge sich zu erheben. Der Steinhaufen besitzt 531 m Meereshöhe, die drei anderen Abschnitte dieses Kamm-

teiles erreichen 538 m. Der Querriegel zwischen Theiss- und Silberbach ist gegen den Südkamm nur ganz flach bis auf 535 m herab eingesattelt und stösst gegen den hier 35 m höheren Hauptkamm mit deutlichem Knick ab. Dieses ganze Mittelstück des Südzuges von der Platte bis zur Rassel lässt sich zwanglos als ehemals einheitliche Kammfläche in etwa 535/540 m Meereshöhe auffassen.

Die Rassel fällt nach Osten zunächst auf ein 150 m langes ebenes Kammstück in 528 m und von hier mit langem Hang auf den schmalen Rücken des Bechtewaldes ab, der sich auf 800 m Länge sehr gleichmäßig eben in 480 m Meereshöhe hält, und so wieder eine ausgezeichnete Stufe bildet.

Nach 30 m hohem steilen Abfall folgt eine weitere Stufe, die sich von P. 446 über P. 450,3 etwa 1000 m weit nach Osten erstreckt, meist gegen 450 m hoch und an den breitesten Stellen bis 453 m anschwellend. 300 m östlich P. 450,3, wo wir schon eine 100 m betragende Kammverschiebung nach Süden festgestellt haben, bricht die 450 m-Fläche mit 10 m hohem Steilhang ab und setzt sich dann völlig eben in 440 m Meereshöhe weiter fort. Kurz vor ihrem Abfall zum Daisbach erreicht sie im Hahnberg noch einmal fast 446 m.

In der **Kuppenlandschaft** östlich des Daisbaches ist ein Stufenbau naturgemäß nicht festzustellen.

Eine Entscheidung über die Ursachen des Stufenbaues ist schwer zu treffen. Das Auftreten des Quarzites in schmalen, beiderseits von weniger widerstandsfähigen Gesteinen begleiteten Zügen liesse eher für jeden einzelnen der vier Abschnitte des Rheintaunus die Form des Walfischrückens erwarten, wie sie von anderen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges beschrieben worden ist. Diese Form findet sich in unserem Gebiete jedoch nur örtlich beschränkt in kleinem Ausmaße an einzelnen flachen Kuppen, die für das Gesamtbild der Landschaft keine Bedeutung haben.

Zunächst muss hier der Frage nach der Entstehung der ebenen Kammlinienstücke nähergetreten werden. Auf die Lagerung der Quarzite lassen sie sich nicht zurückführen. Die Schichten stehen durchweg steil, sehr oft fast senkrecht, und die Schichtköpfe werden von den Kammflächen glatt abgeschnitten.

Nur eine einzige Ausnahme ist mir bekannt. Die Stelle liegt auf dem Südkamm des Kammerforster Blockes zwischen Waldburghöhe und Zimmersköpfen, dicht westlich P. 496,3. Hier sind in einem Schnitt quer zum Streichen auf fast 15 m Länge und 2 m Höhe Quarzitbänke entblösst, die einige Meter horizontal liegen und nach beiden Seiten mit den seitlichen Hängen des Kammes deutlich ein-

fallen. Wie weit dieser flache Sattel im Streichen aushält, war nicht festzustellen. Die Sattelachse fällt nach ONO, also in der Streichrichtung flach ein. Etwa 300 m in derselben Richtung weiter finden sich in dem groben Quarzitschutt des Kammes reichlich Stücke mit Rutschflächen und Brocken von quarzverkitteter Trümmerbreccie, beide eine Störungszone anzeigend.

Abgesehen von diesem ganz vereinzelten Vorkommen scheidet in der Frage nach der Entstehung der Kammebenheiten die Lagerung der Schichten völlig aus. Wenn aber andere Ursachen (Verwerfungen, Abtragungsebnungen) für die Entstehung der Kammflächen in Betracht kommen, so lässt sich bei der verhältnismäßig geringen Ausdehnung des eigentlichen Quarzitkammgebietes ein Übergreifen der Untersuchung auf die benachbarten Gebirgsteile nicht umgehen.

Nach Osten und Westen setzt der Kamm über die Grenzen unseres Gebietes mit genau entsprechenden Oberflächenformen fort, die dieselben Schwierigkeiten bieten, ohne neue zur Aufklärung geeignete Gesichtspunkte beizubringen. Im Süden bricht er schroff zu weit tiefer liegenden Verflachungen ab, mit denen zunächst kein Zusammenhang erkennbar ist. Vergleichsmöglichkeiten sind nur im Schiefergebiet des Nordens zu erwarten, wo in weiter Verbreitung Höhenlagen auftreten, die sich mit denen der Kammregion in Beziehung bringen lassen.

Das Schiefergebiet des mittleren Westtaunus.

Es wurde schon gesagt, dass sich auf der Nordseite des Quarzitkammes eine Längsmulde anlegt, die selbst wieder im Norden von einem mit Ausnahme des Aardurchlasses geschlossenen Längsrücken begrenzt wird. Erst von diesem Längsrücken aus beginnt die Abdachung des Taunus nach Norden zur Lahn hin. Zwei breite Hochmulden, in die sich Mühlbach und Dörsbach/Aar junge Täler eingegraben haben, zerlegen zusammen mit der Tiefenzone des Rheines im Westen und der Idsteiner Senke im Osten die Lahnabdachung des Westtaunus in drei gleichgerichtete wasserscheidende Querrücken. Diese kreuzen im Süden den Längsrücken und setzen durch die Längsmulde hindurch bis zum Quarzitkamm fort — die beiden östlichen auch hier als geschlossene Wasserscheide, der westliche von der Wisper durchbrochen.

Der Längsrücken zweigt östlich Welterod (Bl. Nastätten) von dem westlichsten der drei Querrücken ab und zieht über den „Ziegenkopf“ (485,2 m) und „Grauen Kopf“ (518 m) zur Kemeler Heide, wo er sich unter starker Anschwellung bis über 540 m mit dem mittleren Querrücken kreuzt. Jenseits der Unterbrechung durch die Aar setzt er, um 5 km nach Süden verschoben, mit dem

„Wachtküppel“ (470 m) bei Born beginnend über H. 485,3, Hopfenstein (485,1), „Hahn“ (473 m) westlich Orlen, Römerkastell Zugmantel (465 m), Alte Schanze (491 m) fort, in etwa 4,5—5 km Entfernung vom Quarzitkamm und ihm im ganzen parallel, um schliesslich östlich Eschenhahn steil zur Idsteiner Senke abzubrechen. Nach dem Römerkastell soll er weiterhin als Zugmantel- (Längs)-rücken bezeichnet werden.

Da die Nordabdachung erst an diesem Rücken beginnt, der Südabfall andererseits am Quarzitkamm, so ist die Mulde zwischen beiden als dritter selbständiger Oberflächenteil anzusehen. Die Zahlen, die Sievers (101) zum Vergleich der Gefällsverhältnisse für die Länge der Nordabdachung angibt, sind also jeweils um die Entfernung zwischen Quarzitkamm und Zugmantelrücken, d. h. um die Breite der Längssenke, zu kürzen.

Von den drei Querrücken ist der mittlere der bedeutendste. Er löst sich in der Gegend von Schlangenbad vom Quarzitkamm los und zieht über Bienkopf (520 m) und Neunzehntberg (528 m) bis Kemel, in dessen Nähe er den Zugmantelrücken kreuzt. In der „Kemeler Heide“ hält er auf beinahe 7 km die Höhe von etwa 540 m; im Mappershainer Kopf, wo starke Quarzitbänke durchstreichen, erreicht er 548 m. Im weiteren Verlauf sinkt seine Höhe bei Rettert bis auf etwa 425 m herab. Weiter nordwärts, wo der Taunusquarzit wieder in grösserer Mächtigkeit emportaucht, schwillt der Querrücken im Zuge der Ringmauer (449 m) und Weisslerhöhe (456,1 m) wieder stärker an, fällt dann aber schnell zu den ausgedehnten Flächen ab, die mit etwa 400 m Meereshöhe in der Nachbarschaft der Lahn das Landschaftsbild beherrschen. Wegen seiner starken Entwickelung in der Nähe von Kemel wird der mittlere Querrücken passend als „Kemeler Rücken“ bezeichnet.

Die beiden anderen Querrücken bleiben ihm gegenüber an Höhe bedeutend zurück. Der westliche setzt zwischen Hausen v. d. H. und der Kalten Herberge in etwa 500 m Meereshöhe am Hauptkamm der Quarzitzone an. Er bildet zunächst, sich in rund 460 m Meereshöhe haltend, die Wasserscheide zwischen Gladbach und Ernstbach, die beide der Wisper zufliessen. Südlich Geroldstein erreicht er im Eltviller Stadtwald noch einmal 485 m (P. 484,5) und bricht bald darauf am „Sauerbornseck“ aus 450 m Meereshöhe steil zur Wisper ab, deren Talboden hier in etwa 185 m Meereshöhe liegt. Jenseits des Wispertales tritt nach einer Unterbrechung von 3,5 km der Rücken erst am Hinterloh nördlich Espenschied, wo der Zugmantelrücken seinen Anfang nimmt, deutlich heraus, und trägt von hier bis zur Lahn bei Ems die Wasserscheide zwischen Rhein und Mühlbach. Im mittleren Teil bis unter 400 m Meereshöhe absinkend, erreicht er weiter nördlich in der Gegend von Dachsenhausen im Zusammenhang mit den hier auftretenden Quarziten wieder Höhen

bis zu 455 m. Nach einem seiner Abzweigungsstelle im Süden benachbarten Dorfe wird dieser Querrücken weiterhin als Obergladbacher Rücken bezeichnet werden.

Der östliche Querrücken beginnt im Süden am Abfall des Hohen Waldes im Nordkamm des Wiesbadener Taunus. Er trennt innerhalb der Längsmulde die Quellgebiete von Aar und Engenhahner Bach und ist zwischen beiden bis fast 475 m herab eingesattelt. Nördlich Engenhahn bildet er unmittelbar vor der Kreuzung mit dem Zugmantelrücken die massige Erhebung der Engenhahner Heide, deren ausgedehnte Gipfelfläche zwischen 510 und 517 m Meereshöhe liegt. Vom Zugmantelrücken aus sinkt der Querrücken ganz allmählich zum Limburger Becken herab; deutlich zu verfolgen ist er bis etwa Kirberg. Die uralte „Hühnerstrasse" von Wiesbaden über die Platte nach Limburg zieht auf seiner Höhe entlang. Er soll deshalb als Rücken der Hühnerstrasse bezeichnet werden.

Alle diese gitterförmig sich kreuzenden wasserscheidenden Rücken sinken seitlich zu den sanft muldenförmig eingebogenen, hoch liegenden Flächen ab, in welche die heutigen Wasserläufe, zwar meist nicht unmittelbar, sondern unter Vermittlung von terrassenartigen Stufen, in den unteren Teilen aber immer eng und steilwandig, eingesenkt sind.

Am deutlichsten sind diese alten Mulden rings um die Kemeler Heide erhalten, besonders im Gebiet der oberen Wisper, etwa bis zu ihrem Durchtritt durch den Obergladbacher Rücken (s. Abb. 7). Von allen Seiten stossen hier in radialer Anordnung zwischen den Bächen des Wispersystems die hohen Rücken gegen den Durchbruch bei Geroldstein vor, meist nur wenig an Höhe verlierend, und lassen den jüngeren, tiefer liegenden Verebnungsflächen nur wenig Raum.

Hier seien von diesen Resten der Wispermuldenfläche angeführt:

1. der Rücken: Graukopf nördlich Nauroth—Nauroth-Galgenkopf (470,5 m);
2. der Rücken, der sich vom Ostausgang von Langschied über P. 496,7, Schäferkopf und Altgeheg bis dicht westlich Hof Schönberg hinzieht und hier aus 460 m Meereshöhe zu tieferliegenden Verebnungen abfällt;
3. der Springener Rücken, der von der Platte (520 m) östlich Dorf Wisper über Kreuz (487 m) und Wisperer Heide (470 m) nach Südwesten verläuft, um am Hahnkopf (473,7) aus 460 m Meereshöhe steil zur Wisper abzufallen;
4. der Watzelhainer Rücken, vom Taubenkopf nördlich Watzelhain über P. 496,7 und P. 495,3 bis Höhe 469,9 südlich desselben Ortes,

5. die ausgedehnten Hochflächen in 500—450 m Meereshöhe zwischen Dornbach und Fischbach, vom Neunzehntberg bis zum Weissen Stein (452,7) bei Ramschied und bis über die Höhe 464,4 nördlich Langenseifen hinaus;
6. die weiten Hochflächen zwischen Fischbach, Obergladbach und Hausen v. d. H.; der Goldene Stein nordöstlich und Höhe 479,2 westlich Hausen, dazu dann die weite zusammenhängende Fläche, die von Hausen über P. 462,4 — P. 462 — Hauser Berg (470 m) — Rabenkopf (466,1 m) — Roter Kopf (462) und Roter Berg (460 m) hinzieht.

Nach Osten legen sich an die Kemeler Heide nördlich Kemel bis etwa Laufenselden ausgedehnte Flächen in 460/470 m Meereshöhe an, die vom oberen Dörsbach durchschnitten werden. Nach Gestaltung und Höhenlage entsprechen sie völlig der Wispermuldenfläche auf der anderen Seite der Kemeler Heide. Es liegt nahe, sie als die Westseite einer Aarmulde aufzufassen, der allerdings auf der Ostseite des Aartales keine ähnlich hochliegenden Flächen mehr entsprechen. Schon ehe sie das enge Aartal erreichen, fallen sie unvermittelt auf 400 m ab, und diese Höhenlage ist dann auch östlich der Aar herrschend (s. Abb. 6).

In der weiten gemeinsamen Ursprungsmulde der Quellarme des Mühlbaches sind Verebnungen, die dem nahe benachbarten, in weiter Ausdehnung erhaltenen Muldenboden der Wisper entsprechen, nur noch in ganz geringen und zerstreuten Resten anzutreffen. Ich rechne dazu die schöne Verebnung in 500 m Meereshöhe etwa 800 m nordöstlich Egenroth, ferner die Verebnung in 490 m Meereshöhe, 700 m südöstlich desselben Ortes, schliesslich die Rückenfläche in rund 480 m, die sich von P. 492,1 südlich Egenroth nach Nordwest hinzieht.

Im Gebiet der oberen Aar (s. Abb. 13), von der Quelle bis zu ihrem Durchtritt durch den Zugmantelrücken, sind alte Verebnungsflächen ebenfalls reichlich vorhanden, doch ist ihre Abtrennung gegen jüngere Bildungen nicht mit Sicherheit durchzuführen. Am deutlichsten sind die folgenden:

1. Verebnung bei P. 452,3 am „Seelbacher Weg“ (Strasse Wehen—Engenhahn);
2. die schon als stark erniedrigter Teil des Quarzithauptkammes erwähnte Verebnung zwischen den beiden Quellarmen des Silberbaches, nördlich Jagdschloss Platte, in 450 m Meereshöhe;
3. der breitflächige Rücken, der vom Zugmantelkastell zwischen Neuhof und Orlen nach Süden zieht mit H. 447 und H. 451,9 („auf dem Berge“);

4. vom Orlenbachtal über Wingsbach und Watzhahn bis Born ist das muldenartige langsame Absinken der Oberfläche vom Zugmantelrücken gegen die Aar hin überall sehr deutlich. Ein Aufzählen der einzelnen Riedel erübrigt sich hier;
5. auf der Südseite der Aarmulde findet sich im unteren flachen Teil des Abfalles der Hohen Wurzel eine ausgezeichnete grosse Verebnung dicht östlich Seitzenhahn, in etwa 450 m Meereshöhe, ferner eine deutliche Verflachung in 480 m im Forstbezirk „Heuweghaag“ am Fusse des oberen Steilabfalles (s. Abb. 2, S. 44).

Sehr übersichtlich treten die Reste einer alten Mulde in dem kleinen Gebiet des Engenhahner Baches auf. Der Hellbergrücken zwischen den beiden Quellarmen sinkt von der Wasserscheide her von 480 m ganz flach auf etwa 460 m Meereshöhe ab. Der 460 m-Rücken des Lenzenberges und die ebenso hoch liegende Verebnung ab Nordhang des Zieglerkopfes sind weitere Reste. An ihrem Ostrand bricht das Niveau unvermittelt steil gegen den 120 m tieferen heutigen Talboden des Daisbaches bei Niederseelbach ab.

Die Rumpffläche und ihre Zerstückelung.

Alle die beschriebenen Muldenflächen, durch Ausfüllung der in sie nachträglich eingesenkten Täler wiederhergestellt gedacht, schliessen sich mit den hohen Quer- und Längsrücken zu einer Landschaft zusammen, die in ganz ausgesprochener Weise den Charakter einer Rumpffläche zeigt.

Besonders wichtig ist, dass diese Rumpffläche auf grössere Erstreckung hin mit völlig ausgeglichenen Formen auch auf das Quarzitgebiet im Süden übergeht. Wo Gladbacher und Kemeler Rücken auf den Quarzitkamm stossen, ist diese Ausgeglichenheit des Überganges besonders deutlich; die Neigung beträgt hier nur 5—6°. Zwischen den beiden Rücken geht auch der Riedel zwischen Fisch- und Gladbach (Roter Berg, Rabenkopf, Ort Hausen v. d. H.) als Rest der Wispermuldenfläche mit ganz sanften Anstieg auf den Kamm über (s. Abb. 7).

Dabei ist zu berücksichtigen, dass infolge der geringen Neigung auf der ursprünglichen Rumpffläche Verwitterungsschutt die Höhen und Hänge als dicker Mantel überzog, während die Täler hoch mit Schottermassen erfüllt waren. Dieses leicht bewegliche Material ist heute meist der Abtragung zum Opfer gefallen. Da es im allgemeinen aber überall wenigstens annähernd gleiche Mächtigkeit besessen haben dürfte, so spiegelt sich in dem heute entblössten Felsuntergrund auch die eigentliche Rumpfoberfläche ziemlich getreu wieder. Da aber der Quarzitschutt wegen seiner Grossblockigkeit

weit schwerer abtragbar ist als der Schiefer, der Zerfall durch Verwitterung auch weniger tief hinabreichte, ist es wahrscheinlich, dass der Höhenunterschied zwischen Schiefer- und Quarzitgebiet auf der Rumpffläche ursprünglich noch geringer war, als er uns heute auch an den Stellen ungestörten Zusammenhanges entgegentritt.

Zur Erläuterung mögen hier die Verhältnisse am Südhang der Kalten Herberge dienen, der mit ganz ausgeglichener Neigung auf die Ebnung dicht östlich P. 531,2 abfällt. Der untere Teil dieser Ebnung vor ihrem streichenden Steilabfall ist ganz bedeckt von groben (bis über Kubikmeter grossen) Blöcken eines rötlichen Quarzites, die nach der ganzen Geländegestaltung nicht durch irgendwelche Kräfte herbeigeführt sind, sondern an Ort und Stelle durch Zerfall des Anstehenden entstanden sein müssen, wie denn auch am vorderen Abbruch dieser Ebnung Klippen desselben Gesteines herauskommen. Nach oben hin werden die Blöcke immer mehr von feinerem Verwitterungsboden verhüllt, um schliesslich ganz darunter zu verschwinden. Anscheinend ist durch die spätere Abtragung der feine Boden an dem besonders ausgesetzten unteren Abschnitt der Verebnung fortgespült worden, während die unzersetzten Quarzitblöcke liegen blieben. Weiter oberhalb blieb auch der feine Boden, durch die unten vorliegenden Blöcke geschützt, erhalten.

Sehen wir ab von der nachträglich erfolgten Entfernung des Schuttmantels und der örtlich mehr oder weniger starken Erniedrigung durch Abtragung, vielleicht auch von geringen Verbiegungen, so lässt sich die Verbreitung der heute noch erkennbaren Reste der Rumpffläche etwa so darstellen, wie es auf der beigegebenen Karte geschehen ist. Den stärksten Zusammenhang zeigen diese Reste im Gebiet der Kemeler Heide, von wo aus auch ein leidlich erhaltener ausgeglichener Übergang auf den Quarzitkamm vorhanden ist.

Über die Ausgestaltung der Rumpffläche im einzelnen lässt sich Bestimmtes nicht sagen. Die Möglichkeit, ja Wahrscheinlichkeit, dass die Rumpffläche unseres Gebietes nachträglich durch tektonische Vorgänge Verwerfungen und Verbiegungen erlitten hat, verbietet eine Entscheidung darüber, ob die oben beschriebenen Mulden und Rücken schon ursprünglich auf der Rumpffläche vorhanden waren, also als Rumpfschwellen und Rumpfmulden aufzufassen sind. Für die Quarzitzone ist aber wohl anzunehmen, dass sie infolge ihrer Gesteinsbeschaffenheit auch schon auf der Rumpffläche als Schwelle bestanden hat. Diese Annahme würde gestatten, einen Teil der im Quarzitgebiet hoch über dem steilen Südabfall gelegenen Verebnungen als Reste ehemaliger Ursprungsmulden nach Süden gerichteter Wasserläufe aufzufassen, die gerade dort sich erhalten haben, wo sie im widerständigen Quarzit liegen. Hierher gehören die beiden

500 m-Verebnungen am Heidekopf und an dem gegenüberliegenden Rücken mit P. 498, als letzte Reste einer Ursprungsmulde, die zwischen Erbacher Kopf und Dreibornsköpfe eingesenkt war und nach hinten durch den Hauptkamm abgeschlossen wurde. Auch die ausgedehnte Verebnung dicht östlich P. 531,2 am Südhang der Kalten Herberge liesse sich auf diese Weise erklären.

Die Frage, ob an der heutigen Durchbruchstelle des Rheines unterhalb Bingen auch schon auf der Rumpffläche ein grösserer Fluss das Quarzitgebiet in Nord- oder Südrichtung durchfloss, muss offen bleiben. Zwar treten hier noch über den Resten der weiter unten zu besprechenden „Trogfläche" des Rheines (380/420 m Meereshöhe) deutliche Verebnungen auf (bei P. 439 über der „Soneck", dann die „Kölsche Wiesen" und die Flächen in 450 m Meereshöhe oberhalb des Ziemerkopfes bei Trechtingshausen auf der linken, die Rückenfläche mit dem Forsthaus Kammerforst in 460 m auf der rechten Rheinseite). Doch könnte man hier ebensogut wieder an Reste einer Ursprungsmulde denken, zumal die mächtigsten Quarzitschichten erst weiter unterhalb zwischen Kammerforst und Binger Wald vom Rhein gequert werden.

Ebenso ist es durchaus fraglich, ob auf der Rumpffläche oder auch in späteren Abschnitten des Tertiärs ein grösserer Strom dem Gebiet der heutigen Idsteiner Senke folgend, den Taunus von Süden nach Norden oder umgekehrt durchfloss. Im allgemeinen sprechen die heutigen Landschaftsformen dagegen; nur die Talwasserscheide bei Niederseelbach würde sich am einfachsten dadurch erklären lassen.

Ihre Hauptstütze fand die noch heute geltende Annahme eines die Idsteiner Senke zur Tertiärzeit, und zwar in Nordsüdrichtung durchfliessenden grösseren Wasserlaufes in der durchlaufenden Schotterverbindung, wie sie Koch annahm und auf den geologischen Spezialkarten eintrug (37, b, c). Diese Schotterverbindung, die in der Tat beweisend wäre, ist in Wirklichkeit nicht nachweisbar. Die von Koch auf Blatt Platte (37, b) rings um Niederseelbach eingetragenen Quarzschotter konnte ich nicht auffinden, obwohl ich infolge von Trockenlegungsarbeiten sehr günstige Aufschlüsse vorfand. Zum Teil scheint Koch die als Verwitterungsrückstände der Tonschiefer sich anreichernden Quarzbrocken als Quarzschotter betrachtet zu haben, obwohl sie keine Spur von Abrollung zeigen, zum Teil auch wohl diluviale und jüngere Aufschüttungen des Daisbaches, vermischt mit Gehängeschutt. Auch die dicht nördlich der Wasserscheide angegebenen Vorkommen (westlich P. 326 und etwa 500 m westlich der Ziegelhütte bei P. 295,8 auf Blatt Idstein) beruhen augenscheinlich auf derselben Verwechslung. Die Vorkommen noch weiter nördlich bis Idstein und darüber hinaus konnte ich nicht besuchen; sie sind für die vorliegende Frage auch ohne Bedeutung.

Im Süden der Wasserscheide treten Tertiärschotter erst bei Niedernhausen auf, einmal in Höhe des Bahnhofes, nordwestlich der Pulvermühle, dann südlich des Bahnhofes bei P. 293,6, schliesslich auf der Ostseite des Daisbaches über der Rabenmühle bei P. 313 und P. 325,2. Was hier aber vorliegt, ist wenig bis kaum gerolltes Verwitterungsmaterial der benachbarten Quarzithöhen, das keinesfalls von einem grossen Strom aus der Ferne herbeigebracht wurde, sondern ohne Zweifel seinen Ursprungsort südlich der heutigen Wasserscheide hat.

Noch weiter im Süden, schon auf Blatt Königstein, etwa zwischen Bremthal, Wildsachsen, Medenbach, konnte ich Tertiärschotter ebenfalls nicht in der grossen Verbreitung finden, die ihnen Koch gibt (37, c). Leppla (51) gibt gerade für dieses Gebiet an, dass sich die wenig gerollten Quarze der tertiären Ablagerungen kaum von den Brocken des tiefgründigen Verwitterungsbodens unterscheiden lassen, so dass eine Abtrennung nicht selten unmöglich ist. Demnach kann es sich auch bei den tatsächlich als Schotter anzusprechenden Vorkommen keinesfalls um weither gebrachte Ablagerungen eines grossen Stromes handeln, denn die müssten notwendigerweise abgerollt sein. Erst von Wildsachsen aus nach Süden finden sich dann auch gut gerollte Quarzschotter, die aber nach der ganzen Art ihres Auftretens nicht als Flussablagerungen gedeutet werden können. Sie werden weiter unten zu besprechen sein.

Nun führt Koch (35) an, dass sich in den Schottern der Idsteiner Senke (nach dem Zusammenhang sind hier die zerstreut auftretenden Quarzschotter zwischen Lahn- und Maingebiet in ihrer Gesamtheit gemeint) auch Gerölle aus dem Lahngebiet und dem Westerwald finden. Neben schwarzem Kieselschiefer erwähnt er Hornsteine; aus seinen Angaben lässt sich jedoch nicht entnehmen, ob er diese Gerölle auch in unserem Gebiete, also von Idstein südlich bis zum Main, gefunden hat oder nur nördlich Idstein. Dann aber nennt er „grössere Stücke von grobkörnigem Dolerit mit ziemlich grossen Hornblendekristallen, wie eine solche Felsart am Westerwalde in der Nähe von Rennerod mehrfach ansteht“ aus einer Kiesgrube nahe bei Niederjosbach und betont ihren „gut erhaltenen Zustand“. Ausserdem gibt er aus der Gegend von Wildsachsen „grosse abgerundete Stücke eines grauen Kalksteines“ an, „welche genau den Stringozephalenkalken der Lahn gleichen“. Kieselschiefer, Hornsteine und Basalte konnte ich in dem Gebiet südlich Isdtein nirgends auffinden; von dem grauen Kalk fand ich ein Stück von etwa 25 cm Durchmesser mit graubrauner Verwitterungsrinde auf freiem Felde im Verwitterungsboden des Oberrotliegenden an der Waldecke 1250 m nördlich Breckenheim. Über die Art des Vorkommens finden sich bei Koch keine Angaben. Wie mir Herr Geheimrat Leppla mitteilte, besteht Grund zu der Annahme, dass diese Kalkgerölle schon

im Oberrotliegenden auftreten, womit das Vorkommen bei Breckenheim ja auch hinreichend erklärt sein würde.

Was die Doleritstücke von Niederjosbach betrifft, so führt sie Koch in den drei Jahre später veröffentlichten Erläuterungen zu Blatt Königstein (37, c) nicht mehr an. Sollten sie, was ich nach meinen eigenen Beobachtungen für sehr unwahrscheinlich halte, dort tatsächlich auf natürlicher Lagerstätte gelegen haben und auch tatsächlich aus dem Westerwald stammen, so wäre damit immer noch nichts bewiesen für eine Flussverbindung zwischen heutigem Lahn- und Maingebiet zur Zeit der Rumpffläche oder auch vor Beginn des Miozän, da die Westerwälder Basalte frühestens an der Wende von Oligozän zu Miozän emporgedrungen sind.

Ausserdem würde das Auftreten „gut erhaltener" Basalte in tertiären Quarzschottern so weit entfernt vom Anstehenden allen Anschauungen, die wir uns heute vom Wesen der tertiären Verwitterungsvorgänge machen müssen, widersprechen, — ein Bedenken, das auch gegen die Herkunft der Wildsachsener Kalkgerölle aus der Lahngegend geltend zu machen ist.

Abgesehen vom Fehlen der Schotterverbindung zeigt der Durchbruch des Daisbaches durch den Quarzit nichts, was auf das ehemalige Vorhandensein eines Flusses deuten würde. Dazu ist weder auf der Oberfläche der die Idsteiner Senke zu beiden Seiten begleitenden Rücken noch in irgendeinem tieferen Niveau ein Gefälle nach Süden — wenn auch nur in Resten — vorhanden. Dagegen ist in jeder Höhenlage das Gefälle ganz unverkennbar nach Norden gerichtet.

Panzer (80) schliesst sich — anscheinend in erster Linie auf Grund der Kochschen Schottereintragung — der Anschauung eines südlich gerichteten grösseren Stromlaufes an, nimmt dann aber für das Gebiet östlich des Oberjosbacher Waldes, wo die Wasserscheide am Römerkastell Alteburg südlich Heftrich zum zweiten Male bis auf 350 m erniedrigt ist, ein ehemaliges Durchgreifen der nach Norden gerichteten Entwässerung bis auf den südlichen Quarzitzug (Atzelberg—Eichkopf) an, und zwar nicht nur für den jungtertiären Talboden seines 300 m-Terrassenzuges, sondern auch für alle in Resten erhaltenen älteren Talböden. Mit dieser Ansicht, der ich auf Grund eigener Untersuchungen durchaus zustimme, lässt sich aber die Kochsche Annahme nicht vereinigen, da der Talboden von Heftrich genau wie der des heutigen, in ihn eingesenkten Schlabaches schon sehr bald im Talzug der Idsteiner Senke aufgeht, und es sich nicht gut denken lässt, dass hier zu irgendeiner Zeit ein grosser Strom nach Süden und gleichzeitig dicht daneben in derselben Niederung ein anderer Wasserlauf nach Norden floss.

Was sonst noch zur Stütze der Kochschen Ansicht angeführt wird — Reste von Landschnecken und Landpflanzen, sowie Quarz-

gerölle in den marinen Ablagerungen bei Flörsheim a. M. — lässt sich ebenso gut auf die Tätigkeit kurzer Küstenflüsse zurückführen, für deren Entwicklung zwischen Niedernhausen und Flörsheim schon in der Luftlinie eine Strecke von fast 20 km zur Verfügung stand.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass weder der rein morphologische noch der geologische Befund die Annahme eines Nord-Süd gerichteten Stromlaufes durch die Idsteiner Senke rechtfertigt. Die Auffassung Maulls (62), der, wie für den ganzen Taunus, so auch ausdrücklich für die Idsteiner Senke eine Entwässerung nach Norden für das Wahrscheinlichste hält, erfährt dadurch eine wesentliche Stützung.

Für die Feststellung des Alters der Rumpffläche lassen sich aus unserem Gebiet wenig Anhaltspunkte gewinnen. Wir sahen, dass die ausgeglichenen Formen der Rumpffläche am Südabbruch des Quarzitkammes unvermittelt endeten. Von hier aus führen überall steile Hänge von 12, 15, 19, selbst über 20° herab bis etwa 420—400 m Meereshöhe, wo erst wieder sanfter geneigte Böschungen auftreten.

Flach — wenigstens im ganzen — ist nur der Südhang des Kammerforster Blockes, an dem Neigungen von 4—7° vorherrschen. Doch treten hier auf kürzere Strecken des Abfalles ebenfalls steile Böschungen auf. So zieht ein bis 10 m hoher streichender Hang dicht unter der Kammlinie der Zimmersköpfe zwischen P. 496,3 und P. 494 entlang, der bis zu 16° Neigung besitzt. Gleich stark geböscht ist ein ebenfalls im Streichen verlaufender Hang im mittleren Teil des Teufelskadrichrückens südwestlich bis südlich des Forsthauses Kammerforst, zwischen 460 und 420 m Meereshöhe. Weiter im Osten, südlich P. 500,2 ist das flache Gehänge auf etwa 600 m Länge zwischen 460 und 440 m Meereshöhe auf fast 12° versteilt.

Vom durchweg schroffen Abfall der übrigen Abschnitte des Rheintaunus mögen hier einige besonders steile Teile noch gesondert angeführt werden. Ein Steilhang mit 25—35° Neigung lässt sich am Abfall der Eisenberge zwischen 420 und 450 m Meereshöhe etwa 300 m lang in der Streichrichtung verfolgen. Im Forstbezirk Winterbusch am Südhang der Hohen Wurzel verläuft etwa südlich bis östlich P. 565,3 zwischen 535 und 550 m Meereshöhe ein NO-gerichteter Hang mit 27, zwischen 538 und 545 m Meereshöhe sogar 40° Neigung.

Am Südzug des Wiesbadener Taunus tritt unmittelbar unter dem Kamm von der Rentmauer bis zur Rassel ein 30—50 m hoher Steilhang auf, der Böschungsgrade von 22—28, dicht südlich P. 493,5 der Rentmauer zwischen 485 und 440 m Meereshöhe von 31° aufweist.

Es bedarf kaum eines besonderen Hinweises, dass in der Höhe dicht über solchen Steilhängen die Bildung ausgeglichener Landoberflächen unmöglich ist. Daraus folgt, dass die Hochflächen älter sind als der steile Abfall, dieser also erst entstanden ist, als die Ausbildung der Rumpffläche schon beendet war.

Die ganze Form des Steilhanges lässt keinen Zweifel, dass er nur infolge tektonischer Vorgänge, seien es Verbiegungen, seien es echte Verwerfungen, entstanden sein kann. Seine geringe Gliederung, der gleichmäßige Verlauf stets in derselben Richtung, das Auftreten von scharfen Verschiebungen senkrecht zum Längsverlauf — so östlich der „Ringmauer“ und an den Dreibornsköpfen im östlichen Rheingaugebirge — spricht gegen die Annahme, dass der Steilhang allein durch äussere Kräfte geschaffen worden ist.

Die Feststellung, dass der Kamm an die Quarzitzone des Unterdevons gebunden ist (S. 21), bedarf also des Zusatzes, dass sein Südabfall nicht etwa durch die Südgrenze der Quarzitzone bestimmt wird, sondern durch Bruchlinien, die allerdings gelegentlich auch der Quarzitgrenze folgen können. Hiermit steht in Einklang, dass von Hallgarten nach Westen auch auf der oberen Stufe, von Johannisberg ab auf sämtlichen Stufen des Abfalles Taunusquarzit auftritt, und dass ferner östlich des Daisbaches auch im Bereich der Serizitgesteine Höhen erreicht werden, die denen der benachbarten Quarzitzone völlig gleich sind.

Was die Entstehungszeit des Abfalles angeht, so liegt es am nächsten, an einen zeitlichen und ursächlichen Zusammenhang mit dem Einbruch des Mitteloligozän-Meeres in die Oberrheinische Tiefebene zu denken, jedenfalls spätestens in diese Zeit den Beginn der Bewegungen zu verlegen.

Nun ist ganz auffällig, dass zwar in allen Ablagerungen des sogenannten Mainzer Tertiärs vom mitteloligozänen Meeressand bis zu den Hydrobienschichten, also bis in die Zeit der Vallendarer Schotter hinein, am Taunussüdfuss Sande und Gerölle auftreten, dass sie aber nie grobkörnig sind; Gerölle von über 5 cm Durchmesser sind äusserst selten. (Wir sehen hier ab von den rein marinen Transgressionskonglomeraten aus den Untergründgesteinen.) Diese Tatsache schliesst aber aus, dass der Südabfall des Taunus als steiles Ufer das Mainzer Becken überragte. Entweder waren die tektonischen Bewegungen nur von sehr geringem Ausmaße, oder sie gingen so langsam vor sich, dass die Abtragung hier, die Aufschüttung dort Zeit fanden, die entstehenden Unebenheiten wieder auszugleichen. Damit stimmt überein, dass die Vallendarer Schichten des Westerwaldes nach oben mit feinen Tonen und mächtigen Braunkohlenbildungen abschliessen, die zur Zeit ihrer Entstehung „nahezu in einer Ebene, wahrscheinlich von geringer Meereshöhe, gelegen haben“ (86).

Gleichzeitig, d. h. ebenfalls in der ausklingenden Vallendarer Zeit wurden am Taunushang die Hydrobienschichten abgesetzt, die sich nach ihrer ganzen Beschaffenheit und Fossilführung als Absätze in stillen seichten Seen mit brackischem bis süssem Wasser und flachen Ufern darstellen.

Auch wenn man die ursprüngliche Höhenlage der Hydrobienschichten im Verhältnis zu der Oberfläche des Quarzitkammes zu ermitteln sucht, kommt man zu dem Ergebnis, dass das Gebirge die damalige Niederung des Mainzer Beckens nicht nennenswert überragt haben kann. Die unterpliozänen Kieseloolithschotter liegen in der Engtalstrecke des Rheines, also innerhalb des Gebirges, in rund 320 m Meereshöhe den Devongesteinen auf; noch höher, etwa zu 330 m, ist die Auflagerungsfläche weiter oberhalb am Taunussüdhang anzunehmen (und, wie im zweiten Teil der Arbeit gezeigt werden soll, auch tatsächlich in Verebnungsresten terrassenartig erhalten). Auf dem rheinhessischen Plateau liegen die Kieseloolithschotter in rund 260 m auf Korbikulaschichten, deren Oberfläche also im Unterpliozän ebenfalls noch in 330 m, 70 m höher, gelegen haben muss. Darüber sind normalerweise noch 30—40 m Hydrobienschichten anzunehmen, die zwischen Untermiozän und Unterpliozän der Abtragung zum Opfer gefallen waren, so dass sich die theoretische Oberfläche der Hydrobienschichten noch im Unterpliozän in mindestens 360 m Höhe (immer relativ zum Quarzitkamm) befand. Zu noch höherer Lage kommt man, wenn man die am Falkenberg bei Flörsheim in Taschen des Cerithienkalkes erhaltenen Reste der Kieseloolithschotter (10) zum Ausgang nimmt. Unter der Voraussetzung, dass auch hier die normale Schichtfolge, also über den Cerithienkalken noch Korbikula- und Hydrobienschichten, zum Absatz gekommen war, erhält man 330 + 70 = 400 m Höhe für die Oberfläche der Hydrobienschichten.

Die Tatsache, dass Cerithien- und Hydrobienschichten [diese letzteren bei Mainz (63)] als Liegendes der Kieseloolithschotter in gleicher Höhe lagen, beweist, dass zwischen Untermiozän und Unterpliozän bereits eine starke Zerstückelung des Mainzer Tertiärs stattgefunden hatte.

Nun muss während der Ablagerung der nur aus Flachwasserabsätzen bestehenden, etwa 350—400 m Gesamtmächtigkeit besitzenden Mainzer Schichten vom Mitteloligozän bis Untermiozän eine entsprechend starke Absenkung stattgefunden haben. Für die Zeit nach dem Unterpliozän ist die relative Hebung des Gebirges gegenüber dem südlichen Vorland ebenso sichergestellt. Da ist wohl der Schluss erlaubt, dass auch in der Zwischenzeit, also etwa gleichzeitig mit der eben erwähnten Zerstückelung der älteren Tertiärschichten, diese auf Vergrösserung des Höhenunterschiedes zwischen Gebirgsoberfläche und Vorland hinarbeitenden Bewegungen nicht geruht haben, dass also ursprünglich die Oberfläche der

Hydrobienschichten noch weniger tief unter der des Quarzitkammes lag, als die oben ermittelte Lage für das Unterpliozän zeigte. Auch auf diese Weise kommt man also zu dem Schluss, dass sich die Rumpffläche in ihrer Form trotz unleugbarer Störungen bis ins Untermiozän hatte behaupten können.

Nach Ablagerung der Vallendarer- und der Hydrobienschichten gewannen dann aber die gebirgsbildenden Kräfte die Oberhand über die ausgleichende Abtragung, und in zeitlichem, und auch wohl inneren, Zusammenhang mit den gewaltigen Basalteruptionen des Westerwaldes und Vogelsberges und den zahlreichen kleineren des Taunusgebietes setzte eine starke Zerstückelung der Rumpffläche ein, die im westlichen Deutschland überall da, wo vormittelmiozäne Tertiärschichten dem Gebirge aufliegen, in ihrer stark verschiedenen Höhenlage zum Ausdruck kommt. Das gilt für den Westerwald, die Umrahmung des Limburger Beckens und der Wetterau und — in unserem eigentlichen Arbeitsgebiet — für das gesamte Mainzer Becken und hier nicht am wenigsten für das Taunusvorland. Hier sind ausser der streichenden Hauptstörung, die heute das eigentliche Becken gegen die vortertiären Gesteine abgrenzt und südlich derer eine starke Zerstückelung des Untergrundes feststeht, infolge günstiger Umstände noch einige streichende Verwerfungen weiter oberhalb nachweisbar. Eine davon, die am Nordhang des Rochusberges bei Bingen und des Rotenberges bei Geisenheim und von hier weiter verläuft, hat vor kurzem erst W. Wagner (113) bekannt gemacht. Andere werden bewiesen durch die gegen die ursprüngliche weit tiefere Lage der Hydrobienschichten auf der Bubenhäuser Höhe bei Rauenthal und am Leberberg in Wiesbaden. (260 bzw. 140 m Höhe der Auflagerungsfläche.) Der gegenseitige Höhenunterschied dieser beiden Vorkommen zeigt, dass zwischen ihnen auch Querstörungen oberhalb der Hauptstörung wirksam waren. Und die Querstörung, an welcher der Basalt vom Rochusberg empordrang und die ebenfalls im Unterdevon sitzt, ist nach Wagner (113) „sehr wahrscheinlich“ noch etwas jünger als die schon nacholigozänen streichenden Störungen desselben Gebietes.

Im Kammgebiet und auf den nördlich anschliessenden Schieferhochflächen sind aber tertiäre Schichten aus der Zeit vor dem Mittelmiozän nirgendwo bekannt geworden. Will man hier Spuren der Zerstückelung der Rumpffläche finden, so kann man sie höchstens in den Oberflächenformen selbst erwarten. Da aber — nicht allein erst nach Beendigung der Bewegungen, sondern schon gleich von ihrem Beginn ab — die Abtragung bemüht ist, die durch die Kräfte des Erdinnern entstehenden Unebenheiten wieder auszugleichen, so kann nur unter besonders günstigen Umständen erwartet werden, dass die Störungen noch heute in der Form der Oberfläche zum Ausdruck kommen — unter Umständen etwa, wie

sie das Quarzitkammgebiet infolge der Widerständigkeit des vorherrschenden Gesteines bietet. Dagegen wird man kaum erwarten können, auch im Schiefergebiet die auf die miozänen Bewegungen zurückzuführenden Formen noch heute deutlich anzutreffen.

Nun ist zunächst festzuhalten, dass Vorgänge von der erdgeschichtlichen Bedeutung des Einbruches des Oberrheingrabens weder in ihren Ursachen, noch in ihren Wirkungen auf ihren eigenen Ort beschränkt und ohne Einfluss auf die benachbarten Gebiete bleiben können. Nach van Werveke (121) treten gleichzeitig mit dem Einbruch des Rheingrabens Verwerfungen und Faltungen nicht nur in den Vogesen, sondern auch darüber hinaus noch in Lothringen auf. [Vgl. dazu auch Boden (4).] Es wäre also nichts Unerwartetes, wenn westlich der Wetterau, der nördlichen Fortsetzung des Rheingrabens, im Taunus also, ebenfalls gleichzeitige Störungen sich zeigen würden. Maull (62), Panzer (80), Krebs (80, S. 18) machen denn auch für die Entstehung der Idsteiner Senke und die überragende Lage des Hochtaunus junge Gebirgsbewegungen nach Ausbildung der Rumpffläche verantwortlich. In der Tat ist zuzugeben, dass der lange, ungegliederte und steile, in Nord-Nord-West-Richtung verlaufende, bis zu 200 m hohe Westabfall des Hochtaunus durchaus den Eindruck einer jungen Bruchstufe macht. Dasselbe gilt zweifellos für den Westrand der Idsteiner Senke. Der alte Engenhahner Talboden, dessen Reste wir im Hellberg und Lenzenberg kennengelernt haben (s. o. S. 33), wird westlich Niederseelbach durch einen NNO gerichteten Steilhang glatt abgeschnitten. In der Fortsetzung dieses Abfalles verläuft unterhalb der 460 m-Verebnung am Nordhang des Zieglerkopfes, die ebenfalls einen Rest des alten Talbodens darstellt, etwa 850 m südwestlich der Kirche von Niederseelbach in Nordwestrichtung ein sehr deutlich ausgeprägter Steilhang zwischen 390 und 400 m Meereshöhe. Dicht daneben in dem Quarzitbruch 250 m östlich P. 436 sind in 405 m Meereshöhe sehr deutliche Klüfte und Rutschflächen entblösst, die dasselbe Streichen und Einfallen wie der Steilhang besitzen. Alles spricht dafür, dass nach der Bildung der Rumpffläche der Süden der heutigen Idsteiner Senke sowie zum mindesten der nördliche Teil des Daisbachdurchbruches auch gegen das westlich angrenzende Gebiet an Brüchen relativ abgesunken sind. Panzer (80) ist ebenfalls von der tektonischen Natur dieses Steilhanges überzeugt. Er hat ihn weiter nach Norden verfolgt und mit dem Weyerer Basalt und den grossen Kohlensäurequellen bei Niederselters in Verbindung bringen können.

Neben diesen Beobachtungen aus den anstossenden Gebieten treten andere aus dem Rheintaunus selbst.

Zunächst fällt ins Gewicht, dass die beschriebene Querstufung des Quarzitkammes nicht leicht durch andere als tektonische Ursachen erklärt werden kann. Denn nehmen wir irgendein Niveau der Kamm-

verebnungsstücke — etwa das von rund 500 m Meereshöhe — als das Durchschnittsniveau der Rumpffläche an, so bleibt unerklärt, weshalb die darüber emporragenden, bei dieser Annahme als Rumpfschwellen anzusehenden Kammstücke in rund 540 und rund 580 m Meereshöhe horizontal verlaufen und nicht, wie zu erwarten wäre, in Art des Walfischrückens geformt sind, und worauf dann weiterhin die sehr deutlichen Stufen zwischen den 540- und 580 m-Flächen zurückzuführen sind. Nimmt man eines der anderen Niveaus als Rumpfflächen-Mittelhöhe an, so bleiben dieselben Schwierigkeiten. Welches von den verschiedenen Niveaus sich aber von der ursprünglichen Lage der Rumpffläche, die man als Null-Lage bezeichnen könnte, am wenigsten entfernt hat, um welchen Betrag einzelne Stücke gegen diese Lage gehoben, ob und um wieviel andere Stücke sich gegen diese Lage gesenkt haben, ist naturgemäß nicht festzustellen, zumal nirgendwo in unserem Gebiete dieser Betrag gross gewesen sein kann und 200 m, wie im Hochtaunusgebiet, auch nicht entfernt erreichte. (Hier sei daran erinnert, dass Kayser in den Erläuterungen zu Blatt Herborn jungtertiäre Verwerfungen von 20 m Sprunghöhe beschreibt.) Für sich betrachtet, könnte jedes Stück des Quarzitkammes seine ursprüngliche Lage zur Rumpffläche noch heute haben; der Gedanke an Zerstückelung wird erst dann unabweisbar, wenn man die Kammverebnungsstücke im Zusammenhang betrachtet.

Dazu kommt Folgendes. Oben (S. 39) wurde erwähnt, dass der Südabfall des Quarzitgebietes und damit der Rumpfflächenreste sich durch seine Steilheit als Bruchstufe darstellt. Nun sind Steilformen nicht allein auf die Südseite beschränkt. Auch innerhalb des Überganges vom Quarzitrücken auf die nördlich angrenzende Längsmulde treten stellenweise schroffe Hänge auf, die sich ebenso wie der Südhang auf keine Weise mit der Eigenart der Rumpffläche vertragen.

Ein hierher gehöriger Steilhang findet sich am Nordwestabfall des Bodentaler Kopfes zwischen 490 und 450 m Meereshöhe; im Mittel ist er also 40 m hoch. Seine Neigung beträgt 28—29°. Er läuft in Ostrichtung mit einer geringen Abweichung nach Süd und ist auf fast 500 m deutlich zu verfolgen.

Im östlichen Rheingaugebirge tritt am Nordwestabhang der Kalten Herberge eine Böschung von 15° zwischen 580 und 540 m Meereshöhe auf, während die Fortsetzung des Gehänges oberhalb und unterhalb mit nur 8° abfällt. Dieser Steilhang zieht sich über 1 km weit in der Streichrichtung hin.

Auf kürzere Strecke ist auch der Abfall des Grauen Steins bei Stephanshausen auf die Hohe Strasse zwischen 530 und 520 m Meereshöhe mit 22° sehr steil geböscht.

Recht bemerkenswert sind die Gefällsverhältnisse auf der Nordseite der Hohen Wurzel. Hier ist der ganze Oberteil recht steil, geht aber entlang einer Linie, die etwa dem von P. 517,9 der Lahnstrasse über P. 482,5 und P. 483,8 nach NO zur Eisernen Hand verlaufenden „Herzogsweg“ folgt, in weit flacheres Gehänge von etwa 6° Neigung über, das schon zur Aarmulde der Rumpffläche gehört. Unmittelbar über dem Herzogsweg ist der Hang auf überall gleichbleibend 40 m Höhe mit 22° Neigung besonders steil, um nach oben, bevor er in die Kammfläche übergeht, wieder flacher zu werden (s. Abb. 2).

Abb. 2.

Seine Richtung folgt genau dem Streichen; in der Höhenlage ist er dagegen staffelförmig gestuft: am Tummelberg liegt seine Fusslinie in 520 m, vor dem Rosskopf in 500 m und am Biegel in 490 m Meereshöhe. Innerhalb dieser drei Einzelstücke verläuft sie annähernd horizontal; der Anstieg von einem zum anderen — hier 10, dort 20 m Höhenunterschied — fällt gerade mit den Taleinschnitten zusammen und ist deshalb völlig verwischt. An der Lahnstrasse bei P. 517,9 geht der Steilhang ziemlich unvermittelt in viel flachere Neigung über. Im Osten ist er am Nordosthang des Biegel plötzlich zu Ende; er stösst hier rechtwinklig mit dem Ostabfall gegen die Eiserne Hand zusammen.

Genau in seiner streichenden Fortsetzung fällt die Gipfelfläche des Altensteins am Nordrand mit einem 15—20 m hohen, steilen Hang von 15—22° Neigung ab, während weiter unterhalb das Gefälle im Durchschnitt nur 6° beträgt. Dieser Steilhang setzt mit der gleichen Höhe und Neigung auch auf die West- und Südwestseite des Altenstein fort, so dass dieser Gipfel die Abfallverhältnisse der Hohen Wurzel im kleinen wiederholt.

Alle diese Steilhänge der Nordseite verlaufen in der Nähe der Grenze Quarzit-Hunsrückschiefer, die, wie Leppla nachwies, von streichenden Verwerfungen gebildet wird, welche die beiden Gesteine

nebeneinander gebracht haben. Auf die Gesteinsverschiedenheit können die schroffen Formen jedoch nicht zurückgeführt werden; denn beiderseits Hausen v. d. H., wo dieselben geologischen Verhältnisse vorliegen, hebt sich die Rumpffläche mit dem Übergang vom Schiefer auf den Quarzit zwar deutlich empor, von einer unausgeglichenen Stufe ist aber nichts zu sehen. Dagegen sind die ungewöhnlich grossen Böschungswinkel der beschriebenen Steilhänge einer ungestörten Rumpffläche fremd. Sie finden sich in dieser Stärke sonst nur in Gebieten junger Talbildung. Die abseitige Lage zu den jungen Tälern, der fast stets genau der Streichrichtung folgende Verlauf der Steilhänge, auch die Staffelung der Fusslinie am Steilhang der Hohen Wurzel schliessen aber die junge Talbildung als Ursache aus.

Noch eine weitere Tatsache spricht hier mit. Die Bäche, die auf oder nahe der Höhe des Quarzitkammes entspringend nach Norden fliessen und dabei aus dem Quarzit in den Hunsrückschiefer übertreten, zeigen, soweit sie im Bereich der ungestörten Rumpffläche liegen, weder an der Übergangsstelle, noch an sonst irgendeinem Punkte ihres Laufes einen merkbaren Gefällsknick. Dagegen findet sich am Nordhang der Hohen Wurzel bei dem Wasserlauf zwischen Biegel und Rosskopf an der Stelle, wo er den Steilhang quert, weit stärkeres Gefälle als oberhalb und unterhalb. In Abb. 3, S. 46 ist zur Verdeutlichung dieses Verhältnisses das Profil dieses Baches mit den Profilen anderer Bäche des Nordhanges zum Vergleich zusammengestellt, ebenso auch das Profil des Wasserlaufes zwischen Rosskopf und Tummelberg. Die übrigen Steilhänge der Nordseite werden nicht von Bächen geschnitten.

Es scheint mir unter diesen Umständen nicht zweifelhaft, dass ebenso wie der Südabfall auch die Steilhänge der Nordseite nach Ausbildung der Rumpffläche durch Gebirgsbewegungen an streichenden Verwerfungen geschaffen wurden.

Die Staffelung des Steilabfalls der Hohen Wurzel lässt schon vermuten, dass ausser den streichenden Verwerfungen auch Querstörungen die Rumpffläche zerstückelt haben.

Dass Querstörungen überhaupt reichlich vorhanden sind, haben wir gesehen. Wo die Rumpffläche Verwerfungen ohne Stufe überzieht, sind die Störungen älter als die Rumpffläche. Gelegentlich scheinen aber auch alte Querspalten wieder aufgelebt zu sein. Das zeigt sich z. B. darin, dass die frühestens alttertiären Basalte an der Waldburghöhe sowie am Rabenkopf an ältere Störungslinien gebunden sind (39, b). Der Basalt am Spitzerück NW Rauenthal liesse sich mit der am Hirschsprung vermuteten Verwerfung (s. o. S. 23) in Beziehung bringen. Ebenso tritt der Basalt der Waldburghöhe auf der Störung zutage, die den Bodenthaler Kopf vom Jägerhorn trennt. Fraglich bleibt immerhin, ob bei diesem

Wiederaufleben auch wieder nennenswerte Niveauverschiebungen eingetreten sind.

Abb. 3.

Eine Stelle, wo dies der Fall zu sein scheint, liegt zwischen der Kalten Herberge und dem Grauen Stein bei Stephanshausen. Hier hat — zweifellos vor Bildung der 550 m-Ebnung — eine Querverwerfung oberen Taunusquarzit neben Tonschiefer gebracht. Der Quarzit trägt die 535 m-Ebnung am Grauen Stein, der Tonschiefer, durch einen deutlichen Hang davon getrennt, auffälligerweise die höher gelegene Ebnung westlich P. 550,9. Dies ungewöhnliche Verhältnis kann nicht ursprünglich sein, denn, wenn ein Erosionsvorgang das tiefere Niveau aus dem

höheren herausgeschnitten hätte, würde er nach Einebnung des Quarzites wohl kaum gerade vor dem Schiefer halt gemacht haben. Es bleibt nur übrig, hier an eine Wiederbelebung der Bewegung entlang der alten Bruchspalte zu denken. Das Auftreten des Rabenkopf-Basaltes, 700 m weiter südöstlich auf derselben Störung, macht diese Annahme noch wahrscheinlicher.

Auch der Basalt am Rochusberg bei Bingen tritt nach W. Wagner (113) an einer Querstörung auf, die das Unterdevon verwirft und nach Wagner „sehr wahrscheinlich" etwas jünger als die nacholigozänen Verwerfungen desselben Gebietes ist.

Ebenso wie die Basalte sind auch Kohlensäurequellen als Anzeichen für die Jugend der Störungen, an denen sie auftreten, anzusehen. So fand Ahlburg (1), dass sich bei fast allen Säuerlingen des Lahngebietes „ein Zusammenhang mit den jungen Verwerfungen hat feststellen lassen", und nach Panzer (80) hat es den Anschein, als ob die überwiegende Anzahl der Säuerlinge im östlichen Taunus an N-S gerichtete, nach Panzers Untersuchungen also junge, Störungen geknüpft seien. Was die Quellen des Westtaunus angeht, so liegen die Thermen von Wiesbaden und Kiedrich schon ausserhalb des eigentlichen Gebirges; sie kommen hier nur so weit in Betracht, als sie einen Anhaltspunkt geben können für die Erkennung der Stellen, wo die streichenden Abbruchslinien des Taunusvorlandes vermutlich von bedeutenden Querstörungen geschnitten werden. Für die vorliegende Frage sind jedoch die Kohlensäuerlinge im eigentlichen Gebirge wichtiger. Sie sind im ganzen Westtaunus eine häufige und überall anzutreffende Erscheinung und werden an vielen Orten zu Trinkzwecken ausgenutzt. Abgesehen von den stärkeren, auch auf den geologischen Blättern eingetragenen Quellen zeigt der charakteristische und auffällige Absatz von Eisenocker noch zahlreiche weitere Vorkommen an. Überall da, wo die Art der auftretenden Gesteine eine Festlegung von Querstörungen erlaubt, sind die Säuerlinge an diese gebunden. In dem eintönigen Hunsrückschiefergebiet, wo die Feststellung von Störungen grossen Schwierigkeiten begegnet, ergibt sich immerhin, dass die meisten Sauerquellen in der Richtung der weiterhin erkannten Verwerfungen liegen. Abgesehen von der anscheinend vereinzelten Quelle von Assmannshausen lassen sich zwischen Rhein und Idsteiner Senke folgende Quellenzüge erkennen:

1. Rhenser Mineralbrunnen — Oberdiekholder Brunnen (Blatt Boppard), beide auf einer alten Querstörung, die sich auf Blatt Dachsenhausen fortsetzt und auf Blatt St. Goarshausen ebenfalls auftritt — Daubenauer Mineralbrunnen im Wispertal (nach den Erläuterungen zu Blatt Presberg—Rüdesheim „wahrscheinlich am Schnitt mit einer Querverwerfung", die sehr wohl möglich eine Fortsetzung der Röspelkopf-Verwerfung bei Stephanshausen [s. S. 22] ist).

2. Sauerbrunnen an der Blei- und Silberhütte bei Braubach — Salzborn bei Dachsenhausen (bis hierher schon von Kayser auf Blatt Dachsenhausen als einheitliche Quellenlinie aufgefasst) — Brunnen im Mühlbachtal, 2 km oberhalb Nastätten (nach den Erläuterungen zu Blatt Algenroth „auf einer Querstörung") — das auffällig geradlinige obere Gladbachtal — Kiedricher Mineralquelle am Schnitt dieser Linie mit der durch den Verlauf des Kiedricher Kersantitganges angedeuteten streichenden Störung. Dieser Quellenzug schneidet den Quarzitkamm am Ostabfall des Erbacher Kopfes gerade da, wo wir schon oben (S. 23) aus dem Zurückspringen des Kammes nach Norden auf eine alte Querstörung schlossen. Das Auftreten der Säuerlinge macht wahrscheinlich, dass diese Verwerfungslinie in junger Zeit wiederauflebte. Damit verstärkt sich die Möglichkeit, dass die auffällige Stufe, die an dieser Stelle die 580 m-Kammverebnung Hallgarter Zange/Erbacher Kopf von der 540 m-Kammverebnung Hubertusheck/Höhe 547,6 trennt, tektonischen Ursprunges ist.

3. Die Verbindungslinie der Ramschieder Sauerquelle mit dem Basalt des Spitzerück NW Rauenthal fällt ungefähr mit der Stufe zusammen, die von der 540 m-Kammverebnung der Höhe 547,6 den Hansenkopfblock abtrennt. Daneben kann hier noch eine mehr NNO gerichtete Störung in Betracht kommen, die durch den Eisen- und Braunsteingang am Osthang der Dreibornsköpfe bestimmt wird, und in deren Richtung die Mineralquelle am Salzborn (2 km westlich Rauenthal) liegt.

4. Die Schlangenbader Heilquellen liegen auf einer NW-Linie, auf der auch die oberen Quellen von Langenschwalbach auftreten und die weiterhin mit den in die Rupbachtalspalte Kaysers (25, k) einlaufenden Querstörungen zusammenfällt.

5. Bei Schlangenbad begrenzt diese Linie den Hansenkopfblock; wenig weiter östlich streichen am Westhang der Hohen Wurzel mehrere parallel gerichtete mangan- und eisenerzreiche Quarzgänge durch, deren Fortsetzung man in den östlichen der Schwalbacher Quellen vermuten darf (sofern diese Quellen nicht nur die Austrittstellen der unter dem Talschutt weitergeflossenen Wasser der oberen Schwalbacher Quellen sind). In derselben Richtung liegt dann der Säuerling vom Giesshübler Hof bei Hohenstein und das Quertal des Dörsbaches zwischen Reckenroth und Katzenelnbogen, in welchem wieder — bei Dörsdorf und 1 km oberhalb Katzenelnbogen — zwei kräftige Säuerlinge zutage treten.

6. Die Querstörung, an deren Schnitt mit der streichenden Hauptverwerfung des Taunusabfalles die Wiesbadener Quellen zutage treten und die noch die Hydrobienschichten mitverworfen hat, fällt ebenfalls mit einer alten Störung zusammen, die weiter aufwärts im Gebirge durch die Quarzgänge am Neroberg, durch die Ver-

schiebung der Nordgrenze des Vordevons am Rabengrund und durch einen Brauneisenerzgang an der Platte bezeugt wird und die demnach zumindest im südlichen Abschnitt ihres Verlaufes wieder aufgelebt ist. In ihre Richtung fällt die Stufe des Quarzitkammes, die an der Platte das 540 m-Niveau des Zuges Steinhaufen/Rassel von dem 500 m-Rücken der Rentmauer trennt. Eine im Steinbruch am Steinhaufen aufgeschlossene Abbiegung der Streichachse der Unterdevonschichten nach SW, also in der Abfallrichtung der Stufe, kann mit dem Wiederaufleben in Beziehung gebracht werden, wenn bei dem Fehlen jüngerer Ablagerungen auch nicht zu entscheiden ist, ob es sich nicht etwa um einen älteren Vorgang handelt.

Die hier vorgenommene Verbindung der einzelnen Vorkommen von Kohlensäuerlingen und Basalten zu grossen durchlaufenden Störungslinien ist naturgemäß mehr oder weniger willkürlich und kann stets nur auf kurze Strecken als bewiesen gelten. Besonders muss die Tatsache, dass neben den Querstörungen auch zahlreiche streichende Störungen aus älterer und wahrscheinlich auch aus jüngerer Zeit, wenn auch nicht in jedem einzelnen Falle nachweisbar, vorhanden sind, zur Vorsicht mahnen, ganz abgesehen davon, dass jede Verwerfung im Weiterverlauf in eine Verbiegung übergehen oder überhaupt ausklingen kann. Ausserdem ist zu berücksichtigen, dass neben den NW gerichteten Störungen auch andere, mehr nordgerichtete und anscheinend jüngere vorhanden sind. Hierauf ist es vermutlich zurückzuführen, wenn einige Basaltvorkommen und Sauerquellen sich nicht ohne weiteres mit alten Querstörungen in Verbindung bringen lassen.

Jedenfalls müssen wir uns das ganze Taunusgebiet durch diesen Reichtum an sich kreuzenden Verwerfungslinien schon seit alter erdgeschichtlicher Zeit in ein Mosaik von einzelnen Gebirgsblöcken zerlegt denken, das sich bei Eintritt neuer Störungen unmöglich in allen seinen Teilen gleich verhalten haben kann. Deshalb ist die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass bei Emporpressungen im Schiefergebiet die entsprechenden (d. h. in SO-Richtung davon liegenden) Teile des Quarzitkammes gesenkt wurden, oder in der Null-Lage blieben; und umgekehrt gilt dasselbe. So haben ja auch die Aufnahmen auf Blatt Königstein (39, f) ergeben, dass sich infolge der Zerlegung durch streichende Störungen auch die beiden Quarzitzüge schon den vortertiären Querstörungen gegenüber durchaus verschieden verhalten haben.

Jedenfalls aber beweist das Gebundensein vieler Vorkommen von Basalt und Säuerlingen an die alten Verwerfungslinien, dann die Tatsache, dass viele wichtige Querstörungen im Tertiär des Vorlandes mit der Richtung und Lage der alten Störungen zusammenfallen, dass diese im Tertiär wieder auflebten, und zwar nicht nur in den Randgebieten, sondern auch im Innern des Rheintaunus,

in der Quarzitzone sowohl wie auf den Hochflächen im Norden. Danach ist es sehr wahrscheinlich, dass der Rheintaunus gegenüber den benachbarten Teilen des Rheinischen Schiefergebirges und den südlich und östlich anstossenden Landschaften keine Ausnahme macht, sondern ebenso wie diese seit Beginn der jüngeren Tertiärzeit zerstückelt worden ist. Angesichts der ausserordentlich starken Widerständigkeit des Taunusquarzites erscheint es auch sehr wohl möglich, dass die hierbei entstandenen Formen sich in seinem Verbreitungsgebiet bis heute erhalten haben, dass also die den Quarzitkamm zusammensetzenden, in verschiedener Höhe liegenden schmalen Verebnungen aus der Zerstückelung einer alt- bis mitteltertiären Rumpffläche hervorgegangen sind.

Auffällig bleibt immerhin noch, dass diese Stücke nicht regellos nebeneinander liegen, sonder treppenartig hinauf und ebenso wieder hinab führen. Doch ist auch diese Erscheinung nicht ohne Vorgang und gerade für das Quarzitgebiet schon einmal in der geologischen Vergangenheit nachweisbar aufgetreten. Leppla fand nämlich und hat es auf Blatt Königstein (39, f) dargestellt, dass das Quarzitgebiet (und bei der vorauszusetzenden regionalen Bedeutung der bewegenden Kräfte wohl auch die nördlich und südlich anstossenden Gebirgsteile) nach der aus den mächtigen oberrotliegenden Schuttmassen am Taunussüdfuss zu folgernden Bildung des permischen Gebirgsrumpfes durch die überall nachweisbaren Querstörungen zerstückelt und durch Druck aus NO oder SW in einer Art Quersattelung zu NW-SO streichenden Querfalten zusammengeschoben wurde. Das heisst aber, dass der den permischen Schuttmassen „korrelate" Gebirgsrumpf nachträglich (nach Leppla zwischen Perm und Alttertiär), durch starke Querbrüche zerstückelt wurde. Die dadurch entstehenden Niveauunterschiede waren aber, wie wir gesehen haben, spätestens im Mitteloligozän bis zur Bildung der alttertiären Rumpffläche wieder ausgeglichen. Dieser Ausgleich ging bis zur Umkehr des tektonischen Reliefs, indem die durch die Querverwerfungen am höchsten gehobenen Stücke der alten varistischen Sättel und Mulden zuerst des hangenden Taunusquarzites beraubt wurden, worauf in den hierdurch freigelegten „Bunten Schiefern" die Abtragung weit schneller arbeiten konnte als in den in mittlerer und tiefer Höhenlage zurückgebliebenen Quarziten. Dabei blieb aber die Zerlegung des Quarzitgebietes, das, wie wir sahen, schon seit dem Paläozoikum im N und S durch streichende Verwerfungen begrenzt und auch in sich durch mindestens eine bedeutende streichende Verwerfung längsgeteilt war, in einzelne Blöcke bestehen. Es ist nun sehr wohl denkbar, dass ein im Tertiär neu auftretender Druck aus O oder W, dessen Ziel ja die Bildung N-S streichender Falten ist, mit den isolierten Gebirgsblöcken leichtes Spiel hatte.

So liegen denn auch die Stufen des Kammes stets an alten Querstörungen, wobei jedoch zu betonen ist, dass die im Tertiär entstandenen Quersättel und -mulden nicht mit denen der älteren Querfaltung zusammenfallen. U. a. ist, wie oben erwähnt, das zuerst gegenüber den benachbarten Kammteilen in tieferer Lage verbliebene Quarzitgebiet des Hochtaunus im Tertiär stark herausgehoben worden; dasselbe gilt für den Kernteil der Hohen Wurzel. Umgekehrt muss der aus Hansenkopf und Bärstadter Kopf bestehende Kammabschnitt ursprünglich, wie aus seiner Nordverschiebung hervorgeht, gegenüber dem westlich anstossenden Abschnitt gehoben worden sein, worauf Abtragung zum Niveau der Rumpffläche und danach im Mitteltertiär Senkung an den alten Störungslinien folgte.

Damit wäre ein Teil der am Ende des Mitteltertiärs wirksamen tektonischen Kräfte in seiner Richtung festgelegt. Dass daneben auch noch Emporwölbungen und Einmuldungen parallel dem Streichen, also an NO verlaufenden Brüchen oder Verbiegungen aufgetreten sind, wie es Panzer (80 u. 81) annimmt, ist wahrscheinlich, aber, wie schon oben (S. 42) gesagt wurde, in unserem Gebiet ohne weitere genaue Untersuchungen des mittleren Westtaunus nicht nachzuweisen. Die Anordnung der Täler im Streichen und quer dazu kann hier nicht entscheidend sein, da diese Richtungen auch auf die vortertiäre Tektonik zurückgeführt werden könnten. Eher spricht dafür das Auftreten junger streichender Verwerfungen am Nordrand des Quarzitgebietes, wie sie oben (S. 44) besonders für die Hohe Wurzel wahrscheinlich gemacht werden konnten. Allerdings konnten bei der Auflösung des ganzen Gebietes in einzelne Gebirgsklötze solche streichende Bruchlinien aus älterer Zeit auch schon bei der Querfaltung ohne weiteres wieder in Erscheinung treten.

B. Die Trogfläche.

Neben den Resten der alttertiären Rumpffläche ist für das Landschaftsbild des Westtaunus, besonders seiner nördlichen Hälfte, heute ein Verebnungsniveau von besonderer Bedeutung, das, im Lahngebiet bei etwa 380—400 m Meereshöhe liegend, nach Süden hin zwischen den wasserscheidenden Querrücken mit sehr geringer Neigung bis etwa 420—440 m ansteigt. Maull (62) hält dieses Niveau für die Auflagerungsfläche der Vallendarer Schotter und demnach für älter als die nach Absatz dieser Schotter eintretende, mit den Basaltausbrüchen des Westerwaldes verbundene Störungsgruppe. Es zeigt sich aber, dass diese Flächen nach Form und Höhenlage durchaus der von Philippson (86) ausgeschiedenen „Trogfläche“ entsprechen, welche die zerstückelten Vallendarer Schichten gleichmäßig überzieht, selbst aber nur unwesentlich gestört wurde.

Es erscheint deshalb gerechtfertigt, den Namen Trogfläche auch für das 400/440 m-Niveau unseres Gebietes anzuwenden. Ihre Abgrenzung gegen die Rumpffläche ist nicht immer leicht und nicht in jedem Falle ist zu entscheiden, ob es sich um Trogfläche oder um nachträglich erniedrigte Rumpffläche handelt.

Besonders ausgedehnt ist die Trogfläche im Bereich des Limburger Beckens erhalten. Von hier aus setzt sie sich vor dem Nordabfall des Kemeler Rückens entlang mit einem Arm durch das untere Lahntal bei Ems zum Neuwieder Becken, mit einem anderen über das Becken von Marienfels und den mittleren Teil des Obergladbacher Rückens zwischen Lautert und Eschbach in die Rheintrogfläche der Gegend von St. Goarshausen fort, während zwischen beiden Armen in den Quarzithöhen bei Dachsenhausen Teile der alten Rumpffläche als nördlichstes Stück des Obergladbacher Rückens inselbergartig erhalten geblieben sind.

Die Trogfläche der linken Rheinseite hat bereits Schwarzer (86) beschrieben; auf der rechten Seite ist sie am besten östlich bis nordöstlich Caub erhalten, wo die Schönauer Höhe (420 m) und die Höhe 424,9 bei Weisel ihr angehören, ferner auch die Hochflächen beiderseits des Sauertales (410—420 m).

In der Quarzitstrecke des Rheines oberhalb Heimbach treten grössere Meereshöhen dicht an den Fluss heran; die Trogfläche kann hier nur in geringer Breite durchgesetzt haben. Als Reste können auf der linken Stromseite die schmale Rückenfläche des Palmkopfes bei Trechtingshausen in rund 425 m und unweit südlich davon die Verebnungen an den „Hünengräbern“ und am Ziemerkopf gelten, beide ebenfalls in 425—430 m Meereshöhe; rechts des Rheines gehören vermutlich hierher eine Verebnung in 415 m dicht westlich des Geissberges am Westabfall des Kammerforstes, ausserdem der vorderste Abschnitt des Teufelskadrichrückens mit P. 415,8, mit etwa 418 m Meereshöhe. Weiter nach Süden fehlt dann jede Fortsetzung der Trogfläche; hier streicht sie in der Luft aus.

In das Gebiet der Wisper und des aus dem Winkel zwischen Obergladbacher Rücken und Rheingaugebirge herabkommenden Ernstbaches setzt sich die Trogfläche deutlich fort. Gut erhalten ist sie in den Hochflächen bei Presberg in 410—420 m Meereshöhe und besonders in den die nördliche Umrandung der Bucht von Stephanshausen bildenden, von dem basaltischen Inselberg des Hörkopfes (474 m) überragten Schieferhochflächen in etwa 440 m Meereshöhe. Zugehörige Flächen beherrschen auch das obere Ernst- und Apfelbachgebiet. Deutliche Verebnungen in etwa 430 m am steilen Nordhang des Kammerforster Blockes — bei P. 430 am Abfall des Jägerhorns, sowie bei P. 428,3 am Abfall der Zimmersköpfe — gehören ebenfalls hierher.

Im Durchtritt der Wisper durch den Obergladbacher Rücken bei Geroldstein ist die Trogfläche in rund 420 m Meereshöhe noch recht gut erhalten; weiter oberhalb nähert sie sich rasch dem Niveau der hochgelegenen, vielleicht schon auf der Rumpffläche vorhanden gewesenen Wispermulde (s. o. S. 31) und ist schliesslich nicht mehr davon abzutrennen.

Zweifelhaft ist die Bedeutung von Verebnungen in etwa 450 m Meereshöhe in der Quarzitstrecke des Rheines bei Trechtingshausen, die mit steilem Hang gegen die 425/430 m-Flächen des Troges abgesetzt sind. Besonders deutlich, deutlicher als es auf dem Messtischblatt zum Ausdruck kommt, sind sie an den „Kölschen Wiesen", dicht westlich des Palmkopfes erhalten, ebenso weiter südlich, nordwestlich des Ziemerkopfes, und auf der rechten Rheinseite in den höheren Teilen des Rückens zwischen Teufelskadrich und Forsthaus Kammerforst. Als Formen der Rumpffläche, etwa aus der Vallendarer Zeit, können sie nur unter der Voraussetzung gelten, dass das Gebiet des Rheindurchbruches in der nachvallendarer Störungsperiode ebenfalls stark verworfen wurde, denn der steile Hang, der von ihnen aus auf den Binger Wald hinauf führt, kann unmöglich Bestandteil der Rumpffläche, auch nicht innerhalb eines „Härtlings" gewesen sein. Man könnte an eine höhere Stufe der Trogfläche denken und sie etwa mit ebenso hochliegenden Verebnungen in Beziehung setzen, die weiter unterhalb den Anstieg der Rheintrogfläche zu den seitlich begrenzenden Resten der Rumpffläche — Obergladbacher Rücken im Osten, Rücken Ohligsberg/Fleckertshöhe im Westen — unterbrechen, so der Perscheider Rücken auf der linken, der „Kreuzwald" zwischen Ransel und Rettershain auf der rechten Rheinseite. Doch sind diese Flächen zu vereinzelt, die Unterbrechung des Anstieges bei der im allgemeinen sehr geringen Neigung des Gesamttrogbodens zu undeutlich, als dass man sie ohne weiteres zur Aufstellung eines selbständigen Niveaus benutzen dürfte.

Sehr viel klarer ist das Verhältnis zwischen Trogfläche und Rumpffläche im Gebiete des Mühlbaches, also zwischen Obergladbacher und Kemeler Rücken. Von der Lahn her setzt sich die Trogfläche, besonders deutlich entlang der „Bäderstrasse", mit kaum merklichem Anstieg in breiter Entwicklung bis in die gemeinsame Ursprungsmulde der Quellarme des Mühlbaches fort; ihre ausgedehnten, in wenig über 400 m Meereshöhe liegenden Reste sind hier in weitem Bogen von Grebenroth über Zorn und Strüth bis Lautert zu verfolgen, überall gegen die Rumpffläche mit unausgeglichenem Hang abgesetzt.

Auch der nördlichste Teil des Kemeler Rückens, der Taunusquarzitzug Ringmauer—Weissler Höhe bei Katzenelnbogen, fällt verhältnismäßig steil zum Lahntrog ab. Bemerkenswert ist, dass die Trogfläche die beiderseitige streichende Fortsetzung dieses Quarzit-

zuges, den „Kohlwald“ im Westen, den „Horst“ im Osten, gleichmäßig überzieht, ohne dass eine irgendwie bemerkbare Anschwellung das Durchstreichen des widerständigen Gesteines anzeigte, während es doch in dem dazwischen liegenden Abschnitt der Rumpffläche starke Erhebungen verursacht.

Auf der Ostseite geht das 400 m-Niveau vom „Horst“ aus ebenfalls nach Süden, mit der Aar auch durch den Zugmantelrücken hindurch, und kann in einzelnen Resten bis nahe an das Quellgebiet der Aar hin verfolgt werden.

Bei Laufenselden öffnet sich das in die 470/460 m-Flächen östlich der Kemeler Heide eingeschnittene Tal des oberen Dörsbaches über den eckpfeilerartig stehengebliebenen Terrassenresten H. 399,7 und H. 401,7 etwa 30 m über dem heutigen Talboden auf das 400 m-Niveau hinaus, das sich noch ein Stück weit aufwärts verfolgen lässt, sich hier also ähnlich wie bei Mühlbach und Aar in die Rumpffläche hinein fortsetzt.

Vom Durchbruch der Aar durch den Zugmantelrücken, etwa vom Frankenberg nördlich Adolphseck aus verläuft die Südgrenze des 400 m-Niveaus am Nordhang des Zugmantelrückens entlang nach Osten, umfasst die Ursprungsmulde des Aubaches bei Niederlibbach und tritt zwischen Oberlibbach und Kesselbach auf den Rücken der Hühnerstrasse über, auf dem die Trogfläche bis nördlich Ketternschwalbach hin in grosser Ausdehnung erhalten ist.

Beiderseits der Idsteiner Senke ist das 400 m-Niveau ebenfalls deutlich, zum Teil wie am „Todtenkopf“ östlich Würges, auch recht ausgedehnt erhalten. Daneben findet es sich noch auf dem Rücken zwischen Wörsbach und Schlabach, der vom Heidekopf (P. 407,8) westlich Heftrich auf etwa 800 m Länge 410 m Meereshöhe beibehält, um bei P. 408,5 mit deutlichem Absatz am Hang der 440 m-Ebnung vor dem Nordabfall des „Oberjosbacher Waldes“ zu endigen.

Im Osten der Idsteiner Senke findet das Trogflächenniveau seine Grenze an einem unverkennbaren Hang, der zu den vom Quarzitkamm über Kröftel und Niederems nach Norden ziehenden Resten der Rumpffläche hinaufführt, die ihrerseits vor der unvermittelt aufsteigenden Mauer des Hochtaunus enden.

Im Limburger Becken, einschliesslich des Nordteiles der Idsteiner Senke, sowie im Becken von Marienfels sind ausgedehnte und mächtige versteinerungslose Quarzschottermassen erhalten, die in sich verworfen und dadurch heute in verschiedenen Höhenlagen anzutreffen sind. Die grösste Höhe haben sie O und NO Katzenelnbogen, wo sie am Sandkopf und an der „Rintstrasse“ in etwa 370—380 m Meereshöhe auf Flächen aufliegen, die zweifellos der Trogfläche angehören.

Mordziol und Ahlburg, anschliessend auch Kegel, Maull und Panzer rechnen die Quarzschotter der Rintstrasse zur Vallendarer

Stufe, schreiben ihnen also oberoligozänes bis untermiozänes Alter zu. Nun muss die Trogfläche aber jünger sein, da sie die stark verworfenen Vallendarer Schichten des Westerwaldes überzieht, ohne selbst gestört zu sein. Wenn die Schotter der Rintstrasse tatsächlich Vallendarer Alter haben, so muss es sich auch hier um ein abgesunkenes Vorkommen handeln, über das die Trogfläche hinweggeht. Daneben besteht aber die Möglichkeit, dass die Schotter jünger sind. Hat der Unterschied zwischen Vallendarer und jüngeren Schottern, den Ahlburg (1) angegeben hat und der darin besteht, dass den Vallendarer Schottern die bei den jüngeren überall zu findende Glättung und Politur fehlt, allgemeine Gültigkeit, so sind die Schotter der Rintstrasse jünger; denn sie sind durchweg völlig geglättet. Wenigstens gilt das für die grossen Aufschlüsse auf dem

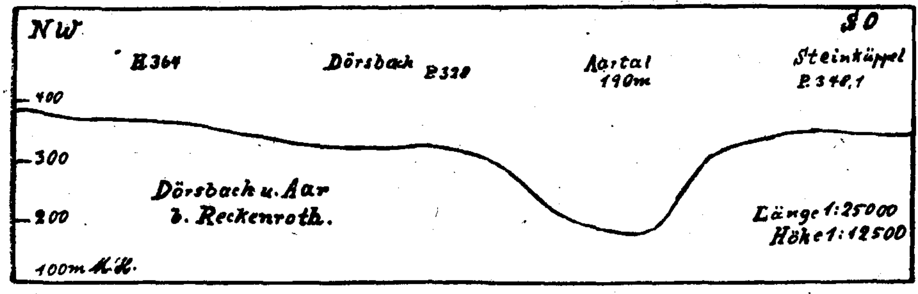


Abb. 4.

Sandkopf (400,1 m) bei Mudershausen. Das schliesst nicht aus, dass die von hier nach Osten hin gegen das Limburger Becken staffelförmig tiefer liegenden Schottermassen wenigstens zum Teil Vallendarer Alter haben. Doch haben gerade hier auch noch nach Bildung der Trogfläche Absenkungen stattgefunden, die nach Ahlburg (1, S. 341) allein in der Zeit nach Aufschüttung der diluvialen Hauptterrasse noch etwa 25 m betragen haben. Dass diese Absenkungen tatsächlich einen erheblichen Betrag erreicht haben, scheint mir auch aus dem auffälligen Unterschied in der Entwicklung von Aar- und Dörsbachtal wenig unterhalb Laufenselden bei Reckenroth hervorzugehen. Zu dem breiten offenen, von sanften Hängen begrenzten Wiesental des Dörsbaches steht das Aartal mit seinen steilen bewaldeten Wänden in starkem Gegensatz (s. Abb. 4). (Infolge der Einmündung des vom Schnepfenkopf herabkommenden Nebenbaches erscheint hier die Steilwandigkeit des Aartales auf der linken Seite etwas gemildert.)

Auf etwa 1 km Entfernung in der Luftlinie besteht hier zwischen Dörsbach und Aar ein Höhenunterschied von rund 130 m. Die trennende Schwelle überragt bei P. 328 den Spiegel des Dörsbaches

um kaum 5 m. Der Talboden, auf dem der Dörsbach heute fliesst, entspricht in der Höhenlage einem alten Aartalboden, der in einzelnen Terrassenresten 130—140 m über der heutigen Aar erhalten ist (Epchesberg und Streitlai bei Hp. Laufenselden — über dem Tunnel nördlich der Bongesmühle — bei P. 338,2 — am SW-Hang des Steinküppel—Mühlberg bei Michelbach usw.). Dabei liegt die Erosionsbasis des Dörsbaches, seine Einmündung in die Lahn also, heute tiefer als die der Aar, aber nicht weiter von Reckenroth entfernt als die Aarmündung.

Da der Dörsbach bei Reckenroth nach 8 km langem Lauf und Aufnahme mehrerer Nebenbäche nicht gerade wasserarm ist, lässt sich der grosse Unterschied im Erosionsbetrag nicht allein auf die verschiedene Stärke der beiden Wasserläufe zurückführen. Zum grossen Teil sind sicherlich junge Senkungen des Limburger Beckens die Ursache gewesen, die für die Aar für längere Zeit eine tieferliegende Erosionsbasis schufen, als sie der Dörsbach besass.

Es ist also ebenso wie für die Schotter des Sandkopfes und der Rintstrasse auch für die gegen das Limburger Becken hin staffelförmig abgesunkenen Quarzschotter ein nachvallendarer Alter sehr wohl möglich. Ob dasselbe auch für die Tertiärablagerungen des Marienfelser Beckens gilt, könnte vielleicht eine Untersuchung der Talgeschichte des Mühlbaches ergeben.

Die Trogfläche zeigt innerhalb der oben umschriebenen Begrenzung durchaus das Gepräge einer Rumpffläche mit ausserordentlich ausgeglichenen Gefällsverhältnissen (bei Laufenselden und südlich Reckenroth 405—410 m, 5—6 km weiter nördlich 375—380 m Meereshöhe, mit der hier auftretenden Schotterdecke sogar wieder 400 m erreichend). Um so auffälliger hebt sich deshalb der deutliche Anstieg zur alten Rumpffläche gegen die ausgeglichenen Formen oberhalb und unterhalb ab. Ein guter Überblick über die Ausbildung der Randzone und des Überganges in das tiefere Niveau bietet sich von der Stelle, wo die Strasse von Laufenselden nach Süden dicht über dem „Schönauer Küppel“ in etwa 485 m Meereshöhe den Wald erreicht (SO-Ecke von Blatt Katzenelnbogen).

Anlass zur Entstehung der Trogfläche muss eine relative Senkung der Erosionsbasis gewesen sein. Da aber diese, wie die Lage der Vallendarer Schichten zeigt, mit einer Zerstückelung des Gebirges einherging, wie sie oben auch für das Quarzitgebiet nachgewiesen wurde, so ist sehr wohl möglich, dass das Grenzgebiet von Trogfläche gegen Rumpffläche wenigstens streckenweise als Bruch- oder Verbiegungszone aufzufassen ist.

Die grosse Ausdehnung der Trogfläche setzt langdauernde tektonische Ruhe voraus. Wie aber die erheblichen Reste der alten

Rumpffläche erkennen lassen, ist es damals zur Ausbildung einer auch den Kern des Gebirges überziehenden und demnach als Endstadium der Abtragung anzusehenden Rumpffläche nicht mehr gekommen. Neue Bewegungen führten zu weiterer relativer Senkung der Erosionsbasis; sie zwangen die Wasserläufe, sich tiefer einzuschneiden und nahmen ihnen die Fähigkeit, ihren Talboden zu verbreitern und so mittelbar eine weitere wesentliche Verflachung der seitlichen Hänge herbeizuführen. Dadurch aber war die Abtragung der alten Rumpffläche abseits der jungen Talbildung stark eingeschränkt und die Erhaltung ihrer Reste bis heute ermöglicht.

Zweiter Abschnitt.

Das Gebiet des Südabfalles.

Allgemeines.

Schon der allgemeine Überblick zeigte die Gliederung des Taunusabfalles durch terrassenartige Verebnungen, die sich zu drei, aus der Ferne gesehen einheitlichen Gruppen zusammenschlossen — zwei am Hang, die dritte dicht neben Rhein und Main (s. Abb. 1, S. 4 u. Taf. I). Die nähere Betrachtung lässt erkennen, dass jede dieser Gruppen in sich noch weiter gestuft ist.

In einem Gebiet mit so wechselvoller geologischer Geschichte, wie das unsere sie aufweist, bieten derartige Stufen einem Deutungsversuche gelegentlich grosse Schwierigkeiten. Zahlreiche Störungen haben ursprünglich zusammenhängende Flächen in allerverschiedenstes Niveau gebracht. Wo gut gekennzeichnete Schichten davon betroffen wurden, lässt sich, günstige Aufschlüsse vorausgesetzt, der ursprüngliche Zustand unschwer vorstellen; fehlen sie, ist man oft auf Vermutungen angewiesen.

Unter den nacholigozänen, z. T. sicher jüngeren Störungen unseres Gebietes ist die wichtigste die grosse nachuntermiozäne Verwerfung, die dem Südhang des Taunus entlang das Tertiär des Mainzer Beckens, also überwiegend lockere und leicht abtragbare Schichten, gegen die festen Gesteine des alten Gebirges hat absinken lassen. Sie verläuft am Südrand des Rochusberges bei Bingen, setzt bei Geisenheim über den Rhein, der also hier vom Tertiär auf Devon übertritt, und lässt sich entlang des Rotenberges, Kilzberges und Johannisberges weiterverfolgen bis Schloss Vollrads. Von hier verläuft sie weiter über Hallgarten—Kiedrich—Rauenthaler Berg—Hagelplatz bei Neudorf—Nürnberger Hof — Dotzheim — Wiesbaden — Kloppenheim — Breckenheim. Verschiedentlich ist sie bajonettartig umgeknickt und setzt dann jedesmal ein Stück weiter südlich fort, so am Hagelplatz, in Wiesbaden

und an anderen Stellen. Aus der gegenseitigen Lage der Hydrobienschichten auf der Bubenhäuser Höhe (267 m) und dem „Grossen Hub“ (160—170 m) bei Eltville lässt sich die Sprunghöhe dieser Verwerfung auf mindestens 100 m berechnen. Nach den Ergebnissen von Bohrungen ist sie an anderen Stellen weit grösser.

Das abgesunkene Tertiär ist durch streichende und quergerichtete Störungen in eine Reihe von Schollen aufgelöst, die wieder in sehr verschiedene Höhenlage gerieten. So liegt z. B. in dem Streifen, der sich von Wiesbaden zum Rhein bei Mainz hinzieht, der Cyrenen-Mergel um etwa 230 m tiefer als in der westlichen, und um fast 300 m tiefer als in der östlichen Nachbarschaft.

Bergwärts der Hauptstörung sind die älteren Tertiärschichten bis auf geringe Reste der Abtragung zum Opfer gefallen. Und ihr Fehlen in diesen Teilen des Taunushanges ist auch die Ursache, dass Störungen hier nur selten zu erkennen sind. Soweit sie festzustellen waren, sind sie im ersten Abschnitt (s. o. S. 41) schon angeführt worden; dass ausserdem noch zahlreiche weitere hier vorhanden sind, wurde dort ebenfalls wahrscheinlich gemacht.

Wenn sich nun heute am Taunushang entlang trotz dieser Störungen fortlaufende Terrassen finden, so ist das ein Beweis, dass die Bildung der Talniederungen, deren Reste sie sind, in die Zeit nach der untermiozänen Störungsperiode fällt. Das ist zunächst alles, was über ihr Alter gesagt werden kann. Denn fossilführende Ablagerungen tragen sie nicht; und auf den höheren fehlen Aufschüttungen heute meist überhaupt. Wo sie aber vorhanden sind, da stimmen sie trotz verschiedenster Höhenlage in Aussehen und Zusammensetzung so sehr überein, dass sie nicht zur Trennung dienen können. Abgesehen von den später zu besprechenden diluvialen Ablagerungen setzen sich die Schotter stets aus Milchquarzen mit wechselndem Gehalt an Gangquarz- und Quarzitgeröllen zusammen.

Derartige Schotter sind nun für das Taunusvorland aus fast allen tertiären Horizonten seit dem Mitteloligozän nachgewiesen. Ist deshalb beim Fehlen von Versteinerungen nur das Alter des Liegenden bekannt, so können zweifellos die hangenden Schichten zunächst aus allen jüngeren Zeitabschnitten herrühren.

Ein jungtertiärer Talboden, dessen Gewässer ebenfalls ausschliesslich Quarzschotter aufschütten, kann aber ebensogut wie in die paläozoischen Gesteine sich auch in alttertiäre Quarzschotter einschneiden, wodurch dann unter Umständen eine Entscheidung unmöglich wird, ob man Ablagerungen dieses Gewässers oder aber sein Untergrundgestein vor sich hat.

Auch Leppla (39, f) fasst einen Teil der hier in Betracht kommenden Schichten zwar als „Pliozän“ zusammen, bemerkt aber ausdrücklich, dass er darunter diejenigen Schichten verstanden wissen will,

die als „jüngeres Tertiär nach der Untermiozän- und vor der Diluvialzeit entstanden sind"; für einen Teil dieses „Pliozäns" lässt er sogar die Möglichkeit oligozänen Alters offen.

Eine sichere Altersbestimmung wäre erst auf Grund neuhinzukommender Anhaltspunkte möglich, wie sie z. B. das Auftreten charakteristischer ortsfremder Gerölle in den Dinotheriensanden Rheinhessens liefert.

Im Tertiär des Rheintaunusvorlandes fehlen jedoch gänzlich Gerölle, die unzweifelhaft nicht aus den nächst benachbarten Taunusteilen stammen. Eine Ausnahme machen nur einige tief unter der Mainebene lagernde Schichten des von Kinkelin beschriebenen sog. „Oberpliozäns", die Buntsandstein und Kieselschiefer führen, und ausserdem noch der geringe Rest von Dinotheriensand, der bei Bad Weilbach in etwa 120 m Meereshöhe aufgeschlossen ist: Vorkommen, die wegen ihrer von der ursprünglichen so stark abweichenden Höhenlage an dieser Stelle keine Bedeutung haben. Dasselbe gilt für Schotter, die, von Maindiluvium bedeckt, eine tiefe Tasche in den Kalken des Falkenberges bei Flörsheim ausfüllen und die wegen ihrer Zusammensetzung ebenfalls für unterpliozän gehalten werden müssen (10).

Ein ganz vereinzeltes Kieseloolithgeröll entnahm ich dem Anstehenden in den ausschliesslich aus Geröllmaterial des benachbarten Taunus bestehenden und sicher altdiluvialen Schottern an der Antonius-Kapelle, nordwestlich Geisenheim. Wiederholtes Absuchen der Kiesgrubenwand ergab kein weiteres Stück. Es handelt sich um ein Gestein, in welchem der Querschnitt der einzelnen Oolithkörperchen nicht kreisförmig bis oval, wie sonst in dem Leitgeröll der Dinotheriensande, sondern schmal bandförmig erscheint. In den Schottern des Rheinhessischen Plateaus fand ich diese Form nur sehr selten. Nach liebenswürdiger Mitteilung von Herrn Prof. Henkel (Schulpforta) entspricht das Stück völlig den Hornsteinen an der Basis des oberen Muschelkalkes Thüringens und der Rhön, könnte also durch einen Vorläufer der Kinzig in das untere Maingebiet gebracht worden sein. Eine Durchsuchung des Maindiluviums oberhalb Biebrich lieferte denn auch aus allen Aufschlüssen, wenn auch vereinzelt, dasselbe Geröll, allerdings, wie zu erwarten war, ohne die auffällige Politur, die das Stück von der Antoniuskapelle mit den Geröllen der Dinotheriensande gemein hat.

Sein völlig vereinzeltes Vorkommen in den sonst ausschliesslich aus Material der nächsten Nachbarschaft zusammengesetzten Schottern der Antoniuskapelle lässt sich nur mit der Annahme erklären, dass es aus ursprünglich in der Nähe vorhandenen und später völlig abgetragenen, fremde Gesteine führenden Tertiärschichten eingeschwemmt wurde — vermutlich aus Schichten, die den Kieseloolithschottern Rheinhessens entsprachen, da sonst keine Tertiärschichten mit fremden Geröllen hier bekannt sind.

Auch das lichtgraue Leitgeröll der Vallendarer Stufe Mordziols habe ich nirgendwo gefunden. (Dass ausserdem auch die von Mordziol nach dem Vorgange von Koch angenommene räumliche Verbindung der Vallendarer Schotter mit dem Mainzer Tertiär durch die Idsteiner Senke hindurch nicht besteht, sahen wir schon oben.)

Dagegen finden sich in bestimmten Schottervorkommen des mittleren Rheintaunusvorlandes spärlich dunkelgraue bis schwarze, in gerolltem und geglätteten Zustande auf den ersten Blick stark kieselschieferähnliche Gerölle. Kinkelin und Koch haben sie als Kieselschiefer bezeichnet, doch haben sie mit den Kieselschiefern des Maingebietes nichts zu tun. Sie sind aus den schwarzen Quarzitbrocken unbekannter Herkunft hervorgegangen, die in den Konglomeraten der „Bunten Schiefer" an der Basis des Unterdevons vorkommen und zuerst durch Leppla von Assmannshausen erwähnt wurden (39, b S. 15). Ihr Auftreten in den Tertiärschottern ist auf das Gebiet zwischen Winkel und Wiesbaden beschränkt; am häufigsten und zugleich am grössten sind sie da, wo die Unterdevonkonglomerate in nächster Nähe zutage anstehen, wie bei Kloster Eberbach und Kiedrich. Sie fehlen da, wo auch die Konglomerate an der Oberfläche fehlen.

Ein ähnliches, jedoch durch weit stärkeren Glanz auf den Bruchflächen unterscheidbares schwarzes Geröll, das sich sehr vereinzelt in den Quarzschottern östlich und südlich Langenhain (Bl. Königstein) findet, zeigt sich beim Anschlagen völlig übereinstimmend mit grossen schwarzen Gangquarzblöcken, die auf H. 356, 9 bei Langenhain gelegentlich von Einebnungsarbeiten im Winter 1922/23 in Gesellschaft von weissen Gangquarzblöcken aufgeschlossen waren; es ist also ebenfalls einheimisch. Jedenfalls gehören hierzu auch die „schwarzen Gerölle", die Koch in den Erläuterungen zu Bl. Hochheim (37, f) erwähnt und anscheinend für Kieselschiefer zu halten geneigt war.

Schliesslich muss hier noch ein Geröll erwähnt werden, dass mit den in den Kieseloolithschottern öfter auftretenden fremden Achatgeröllen Ähnlichkeit hat und sich bisher nur und zwar sehr spärlich in den Quarzschottern des Birkenkopfrückens bei Neudorf (Bl. Eltville) gefunden hat. Auch hierfür liess sich aber das Anstehende in grossen (über dem Boden bis zu 5 cbm messenden) Quarzblöcken finden, die auf diesem Rücken seiner Länge nach angeordnet liegen und zweifellos aus dem Zerfall eines hier verlaufenden mächtigen Quarzganges stammen. In ihnen finden sich bis handbreite Lagen von Chalzedon und Achat stellenweise eingeschaltet. Auch diese charakteristischen Gerölle sind also auf die engste Nachbarschaft ihres Anstehenden beschränkt.

Als leitend für Ablagerungen, die jünger als oligozän sind, dürfen, soweit sich heute übersehen lässt, abgerollte Stücke von brauneisen-

verkitteten Konglomeraten aus Quarz- und Quarzitgeröllen gelten. In den nachweislich oligozänen Schichten — Meeressand bis Cyrenenmergel — finden sie sich jedenfalls nie, dagegen, wenn auch meist nur einzeln, in den sicher jüngeren Schichten. Man vergleiche hierzu die Bemerkung von Ahlburg (1, S. 289), dass die Vallendarer Schichten „primär völlig eisenfrei" sind, wobei zu beachten ist, dass Ahlburg (ebend. S. 306) unter „Vallendarer Schichten" alle Quarzschotter- und Tonablagerungen vom Mitteloligozän bis Miozän versteht.

Dieselbe Bedeutung kommt einem zuerst von Ahlburg (ebend. S. 319) angegebenen Merkmal zu, wonach die Vallendarer Schotter sich auch bei völliger Rundung durch ihre rauhe Oberfläche von den auffällig geglätteten Geröllen des Unterpliozäns unterscheiden. Ich kann diese Beobachtung insoweit bestätigen, als ich die hohe Glättung niemals bei nachweisbar oligozänen Ablagerungen gefunden habe, stets dagegen bei nachweisbar jüngeren Tertiärschottern, und zwar auch bei Geröllen, die kaum kantengerundet waren und z. T. noch recht unregelmäßige Oberfläche besassen.

Für die schotterfreien Verebnungen versagen aber auch diese geringen Hilfen. Die Schwierigkeit wird dadurch erhöht, dass diese Felsterrassen nicht erst im Tertiär entstanden zu sein brauchen, sondern weit älter sein können. Wir sind oben zu der Folgerung gekommen, dass spätestens zu Beginn des Mitteloligozäns auf der Südseite des Quarzitkammes eine Absenkung einsetzte. Damit ist aber die Möglichkeit gegeben, dass uns unter den Stufen am Taunushang auch Teile der abgesunkenen Rumpffläche, ferner des wieder aufgedeckten Sockels rotliegender Ablagerungen, wie sie bei Lorsbach—Hofheim erhalten sind, entgegentreten.

Die stratigraphische Untersuchung führt also nicht zum Ziel; um so grösser ist darum die Bedeutung, die hier am Taunushang der morphologischen Methode zukommt.

Ehe wir uns der Betrachtung der einzelnen Stufen zuwenden, werden zuvor zweckmäßig die nur eine geringe Rolle spielenden, schotterfreien Verebnungen am Fuss des oberen, im ersten Abschnitt schon auf Störungen zurückgeführten Steilhanges ausgeschieden, die dort auftreten, wo der steile Abfall in flaches Gehänge übergeht. Wegen dieser Lage ist es möglich, daß sie relativ abgesunkene Teile der Rumpffläche sind; nicht ausgeschlossen ist es aber auch, dass sie Auflagerungsflächen übergreifender Schichtglieder des Mainzer Tertiärs mitteloligozänen bis untermiozänen Alters darstellen, zumal, wie wir oben (S. 40) gesehen haben, diese Ablagerungen ursprünglich bis nahe an die Gebirgsoberfläche nach oben reichten.

Hierher gehört die Verebnung bei P. 443,4 am Südhang des Erbacher Kopfes, ferner die Kuppe des Schläferskopfes (455 m) bei Wiesbaden.

Östlich des Daisbaches, wo der Steilhang zunächst fehlt (er tritt erst weiter östlich wieder deutlich auf und wird hier von Panzer ebenfalls auf tektonische Ursachen zurückgeführt), schiebt sich die Rumpffläche mit Hainkopf—Rossert—Staufen anscheinend ungestört weit nach Süden vor (s. Abb. 15). Durch spätere Talbildung und Abtragung ist sie zwar zerlegt und erniedrigt, aber auf grössere Erstreckung wenigstens noch in Andeutung erhalten. Der wiederhergestellt gedachte Anstieg vom Staufen über den Rossert zum Quarzitkamm ist jedenfalls völlig ausgeglichen.

Ältere und jüngere Brüche — im Süden noch nachweislich nach Ablagerung des Cyrenenmergels — grenzen diesen Vorsprung der Rumpffläche gegen das abgesunkene Vorland des Westtaunus ab, das von ihm hier im Osten ebenso auffällig abgeschlossen wird wie im Norden vom Quarzitkamm.

A. Die obere Verebnungsgruppe.

Die Verflachungen, die eben besprochen wurden, sind, wie nach oben, so auch nach unten durch steile Hänge deutlich begrenzt. Unterhalb 380 m Meereshöhe etwa beginnt dann die eigentliche, auch in der Gesamtübersicht deutlich heraustretende Stufenlandschaft. Die obere Verebnungsgruppe reicht bis etwa 280 m Meereshöhe hinab. Die nähere Untersuchung lässt erkennen, dass sie sich aus mehreren übereinanderliegenden, durch mehr oder weniger deutliche Stufen getrennte Verebnungen zusammensetzt, und zwar finden sich im Westen unseres Gebietes, etwa von Hallgarten bis Assmannshausen, wo der Taunusquarzit auch am Aufbau des Abfalles teilnimmt, mehr und durch schärfere Hänge getrennte Verebnungen als im Osten, wo weniger widerständige Gesteine den Hang bilden.

Als Beispiele für die Oberflächengestaltung des Taunusrandes in mittleren Höhen mögen hier zunächst einige Stellen eingehender besprochen werden.

1. Der breite, durch das Ansbachtal noch einmal zerschnittene Riedel zwischen Pfingstbach und Elsterbach (nördlich Johannisberg auf Bl. Presberg) wird zum grossen Teil von Quarzit gebildet. Gegen den steilen Abfall der Eisenberge (451 m) stösst er mit einer Verflachung in rd. 365 m Meereshöhe, die bei P. 368 und westlich des Ansbaches am Sandkopf (südlich Stephanshausen) gut entwickelt ist. Dazwischen ist der Hang am „Jakobsborn" in derselben Höhe ebenfalls deutlich verflacht. Im Forstbezirk „Hohe Eichen" (südl. P. 368) beginnt dann nach langsamem Abfall in etwa 348 m Meereshöhe eine neue Verflachung, die von P. 334,5 nach NW und W sich erstreckt und am flachsten, fast eben in 336 m Meereshöhe ist. An sie stösst im Westen die Verflachung mit P. 323 an, die zunächst von

330—324 m sehr allmählich absinkt und dann in rd. 323 m in grösserer Ausdehnung tischeben erscheint. Ein streichender Steilhang von 5—7 m Höhe schneidet beide Ebnungen ab: an seinem Fusse liegt der 336 m-Ebnung eine schmale Verebnung in 320 m, der 323 m-Ebnung eine weitere in 314 m Meereshöhe vor. Eine nischenförmige Ursprungsmulde, die auch im Kartenbild des Messtischblattes auffällig hervortritt, trennt die beiden Verebnungen und dringt auch buchtförmig in den Steilhang ein.

Ein zweiter, im Osten unter der 320 m-Verebnung am „Kohlrech" 50 m, im Westen am „Bienenkopf" 20 m hoher Steilhang führt von hier hinab auf ausgedehnte Verflachungen mit etwa 270 m hoch liegender Oberkante. Unter dem Bienenkopf schiebt sich bei P. 292,4 eine Ebenheit in 292 m mittlerer Höhe ein, unterhalb welcher der Abfall weniger steil ist.

Eine ähnliche Stufung — abwechselnd ganz flache Verebnungen und trennende Steilhänge — zeigt westlich des Ansbaches der Rücken des Birkenkopfes. Von einer Verebnung in 260/265 m Meereshöhe geht es steil aufwärts zu einer langgestreckten Ebenheit in 292 m, von wo eine kurze Steilstufe zu einer kleinen, aber deutlichen Verebnung in 305 m führt, die ebenfalls wieder in einer Steilstufe gegen die ausgedehnte 320/315 m-Ebnung des Birkenkopfes abgesetzt ist. Ein wenig geneigter Hang führt von hier aufwärts und geht bei 357 m Meereshöhe in die 360 m-Verflachung des Forstbezirks „Jakobsborn" über. Bei P. 336,6 tritt eine deutliche Verebnung in etwa 335 m Meereshöhe auf. Kleinere Reste desselben Niveaus finden sich dicht östlich der Strasse Johannisberg—Stephanshausen.

Grössere Ausdehnung gewinnt es dann wieder in der Verebnung, die sich von P. 335,4 derselben Strasse beiderseits des „Mühlpfades" über P. 335,8 nach S zieht. Ein undeutlicher Absatz trennt bei P. 335,8 den tieferen, in sich wieder ganz ebenen Teil als selbständige 320 m-Ebnung ab. Mit deutlichem, unten sogar recht steilen Absatz legt sich in Richtung auf Kloster Marienthal wieder eine schöne Verebnung in 300 m Meereshöhe vor, der weiter östlich, ungefähr 200 m SW P. 278, eine Verflachung in 295 m entspricht. Beide fallen mit steilem Hang ab auf deutliche Verflachungen in etwa 265 m.

2. Einfacher und übersichtlicher als in diesem, allerdings unruhigsten Teil des Quarzithanges stellen sich die Formen weiter im Osten, im Bereich weniger widerständiger Gesteine, dar. Als Beispiel möge hier der Südabfall des Eppsteiner Horstes bei Langenhain dienen (Bl. Königstein und Hochheim). Im Norden bilden Phyllite seinen Untergrund, von Langenhain südlich oberrotliegende Konglomerate mit auflagernden Quarzschottern.

Von der grossen, mit diluvialen Aufschüttungen bedeckten Verebnung des Galgenberges (i. M. 235 m) bei Diedenbergen führt

der Anstieg auf eine langgestreckte Verebnung in 295/290 m Meereshöhe mit P. 290,3, von hier steiler auf die ausgedehnte ebene Fläche des Bahnholz in etwa 330 m Meereshöhe. Darüber erhebt sich H. 356,9, als ein durch das steil nach Lorsbach hinabführende Tal abgeschnittenes Stück der jenseits sich über „Katzenlück“ bis in den Domherrnwald erstreckenden schönen Verebnung in 365/360 m Meereshöhe.

Eine entsprechende Stufung findet sich auf dem westlich benachbarten, durch das oberste Kasernbachtal abgetrennten Rücken P. 356 — H. 348 — Kartaus, mit der Abweichung allerdings, dass sich statt der 295 m-Verebnung eine etwas höhere in 305 m findet. Dagegen ist östlich des Schwarzbachtales auf dem Rücken Staufen—Kapellenberg zwar das 360 m-Niveau im Hahnkopf erhalten und die 295/290 m-Verebnung sogar in grosser Ausdehnung entwickelt, doch fehlt hier jede Andeutung der 330 m-Terrasse (s. Abb. 15).

Diese Beispiele mögen genügen, den Stufenbau des Taunushanges zu kennzeichnen; im übrigen sei auf die Profile 11—14 hingewiesen, die dasselbe erkennen lassen.

Die nähere Untersuchung hat nun ergeben, daß die drei Verebnungsniveaus in rd. 365, 330 und 290/300 m sich mit geringen Abweichungen am ganzen Taunushang immer wieder finden; wenn gelegentlich eine von ihnen auf einem der zahlreichen Rücken gar nicht oder nur in Andeutungen auftritt, so zeigt sie sich doch auf benachbarten Riedeln um so besser erhalten. Fast alle Verebnungen in abweichender Höhenlage lassen sich irgendwie zu diesen herrschenden Niveaus in Beziehung bringen. Dass sie jünger sind als die untermiozäne Störungsperiode, müssen wir aus ihrem durchlaufenden Auftreten schliessen. Die Frage nach ihrem genaueren Alter und nach der Art ihrer Entstehung soll am Schluss erörtert werden; zunächst wollen wir die drei der Reihe nach betrachten und beginnen mit der höchsten, der 365 m-Terrasse.

a) Die 365 m-Terrasse.

Diese Terrasse lässt sich durchlaufend am ganzen Rheintaunushang verfolgen. Streckenweise ist sie in grösseren Stücken erhalten; auf fast jedem der Rücken zwischen den zahlreichen zum Rhein und Main fliessenden Taunusbächen ist sie zum mindesten angedeutet.

Im Osten biegt sie einerseits in das Gebiet des Daisbaches ein, andererseits nach einer Unterbrechung in Verlängerung des Daisbachdurchbruches auf den Westhang des Eppsteiner Horstes und bildet dann die Hochflächen seines Südteiles bei Langenhain. Im Bereich der Kuppenlandschaft östlich des Daisbaches ist sie ebenfalls in ausgedehnten Resten vorhanden.

Dieser weiten Verbreitung entsprechend ist die Terrasse nicht — auch nicht vorzugsweise, — an ein bestimmtes Gestein gebunden,

sondern tritt gleichmäßig vom Oberrotliegenden auf das Vordevon, vom Vordevon auf die ganze Reihe der Gesteine des Unterdevons bis hinauf zum Taunusquarzit über. Selbstverständlich gilt auch hier, dass die Terrasse heute im Bereich der widerständigsten Gesteine auch am besten erhalten ist.

Im folgenden seien die wichtigsten Reste dieser Terrasse aufgeführt.

1. Eppsteiner Horst und Daisbachgebiet.

Die Hochflächen rings um Langenhain: Domherrnwald/Katzenlück und der Rücken westlich davon im Norden, Höhe 348/Kartaus im SW und Höhe 356,9 im Osten des Dorfes, hier mit starker Schotterdecke.

Von hier aus setzt sich die Terrasse einmal auf der Westseite des Judenkopfrückens fort, wo sie in der ausgezeichnet erhaltenen Verebnung mit P. 371,4 („Erlensuder") auftritt, und dann auf seiner Ostseite, in der Lücke zwischen Judenkopf und Staufen, in die sich später der Schwarzbach sein Engtal eingegraben hat.

Hier wird unser Niveau von drei durch spätere Abtragung zugeschärften, also erniedrigten Rücken in 350 m Meereshöhe — Gründenhang (nordwestlich „Reiche Quelle"), bei P. 350,4 und am Ostabfall des Judenkopfes — vertreten, die durchweg an die schmalen Quarzitbänke in diesem ausgedehnten Phyllitgebiet gebunden sind. Zu ihnen gesellt sich auf der Ostseite des Schwarzbaches eine deutliche Verebnung 150 m südöstlich des Kaisertempels (Westhang des Staufen) und eine zweite bei P. 358, etwa 250 m weiter nördlich. Vermutlich gehört hierher auch der Hahnenkopf (361,1) mit dem Krifteler Wald nördlich Lorsbach.

Sehr deutlich ist das Niveau erhalten in der weithin sichtbaren auffälligen Einsenkung zwischen Staufen und Rossert (s. Abb. 15): am Staufen die schmale Rückenebnung 250 m nördlich P. 300 seines Abfalles zum Fischbach, am Rossert recht ausgedehnt in der Rückenfläche des Fischbacher Kopfes und von hier aus noch weiter nach Norden hin aufwärts bis 370 m. Ebenso gehört hierher der langgestreckte Rücken der Höhe 373,4.

An den Flanken der Täler rings um Ehlhalten ist dasselbe Niveau, ohne dass ein Ansteigen gegen die heutigen Quellgebiete hin erkennbar wäre, an zahlreichen Stellen vertreten, im Daisbachdurchbruch allerdings nur dicht westlich Königshofen bei P. 365,4. Bei Oberjosbach überzieht es den wasserscheidenden Rücken und bildet auch ausgedehnte Verflachungen auf den Rücken, die die Hauptwasserscheide tragen, bei Niederseelbach sowohl, als auch bei Heftrich.

Dazu stimmt, dass Terrassenreste in derselben Höhe auch die Idsteiner Senke auf beiden Seiten begleiten und auf dem zwischen

Wörsbach und Schlabach vom Oberjosbacher Wald nach Norden vorstossenden und den südlichsten Teil der Senke teilenden Rücken ebenfalls breit entwickelt sind.

2. Wiesbadener Taunus.

Westlich der Daisbachlücke setzt die Terrasse am Abfall des Wiesbadener Taunus gleich deutlich mit dem Hellenberg (P. 358) und dem Rücken mit P. 368 beiderseits der Strasse Naurod/Niedernhausen ein; es folgt die dem Steilabfall des Kellerskopfes in SSO vorliegende Verflachung, die nach der Einsattelung an der Strasse Naurod—Rambach in der fast 355 m Meereshöhe erreichenden Höhe zwischen P. 327 und P. 325 noch einmal stärkere Entfaltung gewinnt.

Weniger ausgedehnte, aber stets deutliche Reste finden sich: am Westabfall des Kellerskopfes im Kloppenheimer Wald nördlich und südöstlich P. 331,3; am Südabfall der „Rassel", dicht südlich P. 385; vor dem Abfall der „Würzburg" auf ihrer Südostseite rund 350 m OSO P. 399,5; auf dem Rücken mit P. 340 südwestlich der Würzburg; bei P. 350 der Strasse Wiesbaden—Platte (= „Gewachsensteiner Kopf" der älteren Karten).

3. Gebiet der Hohen Wurzel.

Die starke Verflachung in 370/365 m vor dem steilen streichenden Südhang des Schläferskopfes; am Abfall der Hohen Wurzel deutliche Verebnungen im „Schnepfenbusch", „Ochsenhaag" und südöstlich Georgenborn bei P. 359,7. Durch spätere Talbildung abgetrennt und deshalb in ihrer Zugehörigkeit unsicher sind die Rückenflächen des „Hämmereisens" (= 331,5), des „Beilsteins" (= Höhe 326,5), des „Grauen Steins" (Höhe seiner Rückenfläche ohne die Quarzmauer etwa 328 m). Auf der Karte sind sie dem nächsttieferen Niveau zugeteilt worden.

4. Östliches Rheingaugebirge.

Am Abfall der Dreibornsköpfe nördlich Kiedrich beginnt der Hang sich bei 365 m zu verflachen, zeigt aber immer noch deutliche Neigung und geht erst in 340 m Meereshöhe bei P. 341,1 in eine ausgezeichnet ebene, ausgedehnte Fläche in 340/335 m Meereshöhe über. Dasselbe Niveau weniger deutlich am „Hummelweg", etwa 500 m nordöstlich P. 341,1; nur geringe, doch deutliche Reste im „Hinkelwald" am linken Hang des „Sillgrabens", ferner auf dem Riedel zwischen Sillgraben und Pfaffenborn; im „Hahnwald" auf dem Rücken zwischen Pfaffenborn und Eberbach; auf dem Rücken westlich Kloster Eberbach in etwa 340 m Meereshöhe; nur undeutlich im Bezirk „Siebenborn" oberhalb Hallgarten.

Die schon oben (S. 62) angeführten Verebnungen dieses Niveaus im Gebiet westlich Hallgarten: wenig ausgedehnt, doch recht deutlich in 360 m am Abfall des Frankensteiner Rech gegen den Susberg hin, dessen vorgeschobene, durch jüngere Talbildung jetzt etwas isolierte Kuppe wohl ebenfalls hierher gehört; im Östricher Wald, westlich des Susberges, stark verflacht in 360 m bei P. 354, dann allmählich absinkend und wieder deutlich eben von etwa 342—337 m Meereshöhe; eine deutliche Hangverflachung von 360 m abwärts am Abfall des Rabenkopfes, W. P. 313; auf der Westseite des Pfingstbaches eine gute Verebnung dicht S P. 368 in 365 m Meereshöhe, dann ein deutlicher Absatz und wieder verflacht von 350 m an im Forstbezirk Hohe Eichen, hier mit einem Schotterrest; Forstbezirk Jakobsborn, ebenfalls in 360 m Meereshöhe; der Sandkopf und der Zwirnswald innerhalb der Bucht von Stephanshausen.

5. Westliches Rheingaugebirge.

Gute Verebnung in 350/345 m am „Weibspfad“, etwa 400 m NO des Wegsterns mit P. 326,1, mit Quarzschottern; wenig ausgedehnt, aber deutlich bei P. 367,6 am Südhang des Röspelkopfes, hier im Waldboden Quarzgerölle.

Weiterhin als deutlicher Absatz am Südhang des Kammerforster Blockes sehr gut entwickelt: etwa 800 m WSW P. 367,6, in 360 m flach ansetzend und bei 345 m ganz eben werdend; am „Kühtränkerkopf“ in 360 m/355 m; 600 m westlich Kühtränkerkopf, nicht eben, aber deutlich verflacht; ausgedehnte Verebnung nordwestlich P. 342,7 („Hünengräber“), rund 1000 m westlich Kühtränkerkopf, zwischen 360 m und 355 m Meereshöhe, mit Quarzschottern.

Bis an diese Stelle liess sich die 365 m-Terrasse in ungefähr derselben Höhenlage unschwer überall wiederfinden. Von hier ab nach Westen und rheinabwärts durch den Quarzitkamm hindurch aber fehlt sie; statt ihrer tritt eine höhere, in etwa 380 m Meereshöhe liegende Terrasse auf. Wo Verebnungen in etwa 365 m angetroffen werden, handelt es sich stets um ganz schmale, kurze Rücken, bei denen auf jeden Fall spätere Abtragung vorausgesetzt werden muss. Sehr gut ist das höhere Niveau erhalten in der ausgezeichneten Verebnung in rund 370 m Meereshöhe, die sich nach Süden zu der flachen Quarzitkuppe des Hörkopfes (378,6 m), erhebt (Quarzschotter am Hang bis 360 m Meereshöhe aufwärts). Zu ihr gehören, durch jüngere Talbildung abgetrennt und nachträglich erniedrigt, die Rückenfläche des Niederwaldes (348 m) und des Bacharacher Kopfes (342 m). Der Teufelskadrich ist der Eckpfeiler, um den die Terrasse in das enge Rheintal einbiegt. An seinem SSW-Abfall findet sich ein der Lage zum Strom entsprechend zwar nur kleiner, aber recht deutlicher Rest in etwa 370 m Meereshöhe, etwa 375 m südlich der „Schutz-

hütte“, dicht neben dem auch vom Rhein her sichtbaren grossen Quarzitbruch. Dann tritt die Terrasse wieder — auf dem Messtischblatt kaum angedeutet, aber in der Natur auffällig genug — am rheinseitigen Abfall des Bodentaler Kopfes auf: einmal rund 300 m östlich P. 320,4 und dann besonders deutlich etwa 300 m nordwestlich desselben Punktes, beidemal zwischen 380 und 370 m Meereshöhe. Auf der linken Rheinseite wiederholt die flache Kuppe des Beilensteins (377,6 m) bei Trechtingshausen in auffälliger Weise Form wie Höhenlage des gegenüber liegenden Hörkopfes; auf ihrer Nord- und Westseite finden sich Quarzschotter bis nahe an 380 m hinauf. Wenig weiter unterhalb sind dann noch eine auf dem Messtischblatt nicht erkennbare, deutliche Verebnung in 370 m Meereshöhe am Abfall des Palmkopfes und der schmale Rücken in 375/370 m Meereshöhe bei P. 367 südlich Burg Soneck zu erwähnen.

Im Hunsrückschiefer nördlich der Taunusquarzitstrecke, wo alle Formen, besonders im Bereich der älteren Flächen, weicher und verschwommener werden, ist das Niveau weniger deutlich zu erkennen und nur stellenweise gegen die Trogfläche abzugrenzen.

Auf den Riedeln zwischen den Nebenbächen der Wisper deuten zahlreiche, gegen die Reste der Trogfläche gut abgesetzte, schmale Verebnungen in 390—370 m Meereshöhe das ehemalige Vorhandensein eines Talbodens in rund 390 m an. Zwischen dem Ranselberg und dem Kammerforst, an dessen Nordhang etwa 1 km südlich der Mündung des Grolochbaches noch eine ausgedehnte Verebnung in 380 m erhalten ist, öffnet sich dieser Talboden gegen den Rhein hin.

Auf der rechten Rheinseite scheint die 380/375 m-Verebnung im Lorchhausener Wald, etwa 2500 m nördlich der Kirche von Lorch hierher zu gehören, ferner der durch spätere Abtragung erniedrigte Rücken zwischen Betzbach (bei Lorchhausen) und Niedertal, der dicht über dem Abbruch zum Rhein im Engweger Kopf noch 357 m Meereshöhe erreicht, schliesslich noch der Rücken „auf der Platte“ im Cauber Stadtwald, östlich Caub, mit etwa 380 m Meereshöhe. Nördlich Caub sind in der Gegend von Dörscheid, Weisel, Bornich bis gegen Niederwallmenach hin ebene Rückenflächen in 380/360 m Meereshöhe sehr stark verbreitet. Es ist möglich, dass sie ebenfalls der 380 m-Terrasse angehören. Eine genauere Verfolgung in diesem Gebiete steht noch aus.

Auf die Bedeutung des Sprunges in der Höhenlage der Terrasse zwischen „Hünengräber“ und Hörkopf wird weiter unten zurückzukommen sein. Hier sei nur darauf hingewiesen, dass nahe der Ostseite des Hörkopfes eine alte Störung verläuft, die möglicherweise mit der Verwerfung identisch ist, an welcher der Basalt der Waldburghöhe emporgedrungen ist. Es liegt also die Annahme nicht fern, dass der Sprung in der Terrasse mit dem Wiederaufleben dieser

Störung in Zusammenhang steht. Zunächst wenden wir uns jedoch der Betrachtung der beiden tieferen Terrassen der oberen Gruppe zu.

b) Die 330 m-Terrasse.

Unterhalb der 365 m-Terrasse folgt am Taunushang eine ebenfalls durchlaufend vorhandene Reihe von Verebnungen in rund 330 m Meereshöhe. Auch sie setzen sich in das enge Rheintal hinein fort und zwar mit der hochliegenden Terrasse, die an einigen Stellen die unterpliozänen, die Fortsetzung der rheinhessischen Dinotheriensande bildenden Kieseloolithschotter trägt.

Die Aufzählung der zu dieser Taunusterrasse gehörenden Reste beginnen wir wieder im Osten.

1. Eppsteiner Horst und Daisbachgebiet.

Die schöne grosse Verebnung des „Bahnholz" bei Langenhain, dicht südlich H. 356,9, mit rund 330 m Meereshöhe; 1400 m weiter westlich an der „Kartaus" eine deutliche Verflachung in derselben Höhe (330 m); die Rückenebnung des „Pannenberges" (rund 330 m) und die Verebnung 1000 m östlich Wildsachsen (Kirche) NW P. 311 (rund 325 m) am Ostabfall des Eppsteiner Horstes; dazu die schmalen Rückenflächen des „Seienberges" (P. 321,2 SW Bremthal) und der Höhe NW von ihm, die ebenfalls 320 m, in dem hier durchsetzenden Quarzgang 329 m Meereshöhe erreicht. Von hier aus dringt das Niveau langsam ansteigend bis gegen die Talwasserscheide von Niederseelbach vor, gegen die es deutlich abgesetzt ist, so dass die Fortsetzung des Talbodens zweifellos in der Richtung des Engenhahner und Oberseelbacher Tales zu suchen ist. Weitere Reste des Niveaus sind Verebnungen in 342 m am NO-Hang des Hellenberges, in 335 m bei P. 330 westlich Niedernhausen, in 345 m bei P. 345,7 an der Wiesenmühle und in derselben Höhe gegenüber am Südabfall des Eselkopfes, schliesslich der Schäferberg (P. 333,3) zwischen Niedernhausen und Oberjosbach. Alle diese Verebnungen sind schotterfrei. Über die rings um Niedernhausen an anderen Stellen auftretenden Schottermassen wird unten noch zu sprechen sein.

2. Wiesbadener Taunus.

Rings um die als Rest der 365 m-Terrasse stehen gebliebene, etwa 355 m Meereshöhe erreichende Kuppe dicht S. P. 327 der von Naurod über den „Bingert" nach Bierstadt führenden Strasse scheint das Niveau gut entwickelt gewesen zu sein. Als seine Reste seien genannt: der schmale horizontal verlaufende Rücken des Kitzerberges (329,4 m), die 330 m-Verebnung 100—400 m östlich P. 327, die Rücken-

fläche der Höhe 331 im Süden, in seiner ersten Anlage vielleicht auch der bis auf 327 m eingetiefte Sattel, der die Verbindung zum Kellerskopf herstellt.

Eine kleine Verebnung in 330 m Meereshöhe, bei P. 326 (1300 m WSW Kellerskopf), ferner eine deutlicher, als es das Messtischblatt erkennen lässt, ausgeprägte, etwa 300 m lange Verebnung am SO-Abfall des Bleidenstadterkopfes sind die einzigen nennenswerten Reste im übrigen Wiesbadener Taunus.

3. Am Abfall der Hohen Wurzel

sind Verebnungen und Gipfelflächen einzelner Kuppen im 330 m-Niveau ausgedehnt vorhanden. Das ursprüngliche Verhältnis zur 365 m-Terrasse ist jedoch durch jüngere Talbildung stark verwischt. Sicher selbständig ist die 330 m-Verebnung bei P. 330,5 der Lahnstrasse zwischen Bahnhof und Oberförsterei Chausseehaus und die 327 m-Fläche des Nonnenbuchwaldes S Georgenborn.

Zur 330 m-Terrasse gehören dann vielleicht noch die flachen Kuppen des Hämmereisen (H. 331,6), des Beilsteins (H. 326,5) und des Grauen Steins (328 m). Es besteht allerdings die Möglichkeit, dass es sich um erniedrigte Reste des 365 m-Niveaus handelt.

4. Östliches Rheingaugebirge.

Im Forstbezirk Spitzerück NW Rauenthal eine 325 m-Verebnung NW P. 321,2; Buchwald (SO P. 341,1), untere Stufe, in 322 m gegen die 340 m-Verebnung deutlich abgesetzt; „Erlenborn" WSW P. 341,1, klein, aber sehr gut ausgeprägt; zwei deutliche Verebnungen zwischen „Sillgraben" und „Pfaffenborn", bei P. 325 und 350 m SW davon; die schöne grosse Verebnung in 330 m (rund 325 m) mit Punkt 324,2 NW Kiedrich (hier fleckenartig dünne Quarzitschotterdecke); Verebnung auf dem Rücken zwischen Erbach und Grünbach (Eichberg) in rund 330 m, 200 m lang und deutlicher, als es das Messtischblatt zeigt; N Hallgarten, 750 m W H. 309 in 325 m; die Ebnung östlich P. 313 am Südhang des Rabenkopfes, zwar ganz flach nach oben bis 365 m ansteigend, aber gerade in 330 m Meereshöhe in grösserer Ausdehnung besonders eben; Ebnung mit P. 323, nördlich Bienenkopf; Ebnung mit P. 336,6 NW Birkenkopf; zwei kleinere Verebnungen, 250 bis 600 m westlich P. 336,6; die grosse Verebnung mit P. 335,8 am „Mühlpfad".

5. Im westlichen Rheingaugebirge

finden sich Verebnungen, die diesem Niveau zuzuschreiben wären, erst dicht vor dem Eintritt des Rheines ins Schiefergebirge. Es sind nur wenige:

Eichbergverebnung (320 m) auf der Ostseite des Niederwaldes; eine Verebnung in 325 m, 150—350 m WNW des Jagdschlosses Niederwald, hoch über dem Assmannshauser Tal; der Südteil der Gipfelfläche des Bacharacher Kopfes in 325 m Meereshöhe; eine Verebnung in 330 m, am Südhang des Hörkopfes, SW P. 378,6.

Weiter unterhalb sind in der Quarzitdurchbruchsstrecke auf der rechten Seite keine Terrassenreste dieses Niveaus mehr erhalten. Erst auf der Nordseite des Kammerforstes tritt am Geissberg bei P. 330,5 eine deutliche schmale Verebnung auf.

6. Auf der linken Seite des Rheindurchbruches

mag der heute stellenweise stark erniedrigte Rücken zwischen Morgenbach und Rhein einschliesslich des Ohligsberges (319 m) ursprünglich ein Teil des Talbodens gewesen sein; er erstreckte sich hier anscheinend bis auf den Rücken N der Lendersquelle, der noch heute eine Verebnung in etwa 330 m trägt. Auch am Abfall des Beilensteins ist eine kleine Verflachung in derselben Höhe erhalten; weiter unterhalb finden sich Reste dieser Terrasse aber erst wieder nahe Niederheimbach.

Oberhalb Assmannshausen ist das Niveau im Rheintal nicht vertreten.

Auch unterhalb des Quarzitdurchbruches bleibt der Talboden mit 2—2½ km zunächst noch verhältnismäßig schmal. Im Gebiet von St. Goarshausen erreichte er über 6 km, engt sich unterhalb Kestert aber wieder auf 2½ km ein, so dass auch im Unterpliozän bei St. Goarshausen wieder eine bemerkenswerte Talweitung bestand.

Die einzigen zwischen Bingen und Coblenz bekannten Kieseloolithschotter liegen innerhalb dieser Talweitung bei Urbar in 310—315 und am Hauseck bei Reitzenhain in 315—320 m auf Unterdevon.

c) Die 300 m-Terrasse.

Die unterste Terrasse der oberen Verebnungsgruppe liegt in rund 280—300 m Meereshöhe. Sie ist am besten und ausgedehntesten erhalten, am schönsten in dem schotterbedeckten Rücken, der sich auf der Ostseite des Walluftales vom „Birkenkopf" nach Südosten bis zum „Hagelplatz" über 2 km lang erstreckt. Die Schotteroberfläche ist nur sehr wenig geneigt; das Gefälle von 310—275 m verteilt sich auf eine Strecke von 1700 m und ist fast unmerklich. Das Auflager der Schotter auf Vordevon liegt am Birkenkopf in 280—290 m, am Hagelplatz zwischen 270 und 260 m Meereshöhe. Ein eigentlicher Aufschluss fehlt, doch zeigen Wegböschungen und Entblössungen an den seitlichen Hängen die Zusammensetzung ausschliesslich aus einheimischen Gesteinen: Quarziten, Milch- und Gangquarzen. Gerollte

Stücke von brauneisenverkitteten Quarzkonglomeraten beweisen das jungtertiäre Alter. Spärlich auftretende Gerölle von Chalzedon (auch Achat), die denen der Kieseloolithschotter ähnlich sehen, stammen aus anstehendem Gangquarz.

Ein Vergleich mit den Höhenzahlen des Birkenkopfes lässt folgende weitere Verebnungen als hierhergehörig erkennen:

1. Südabfall des Eppsteiner Horstes.

Die lange Rückenfläche Kapellenberg—Südhang des Lorsbacher Kopfes in rund 290 m Meereshöhe; am rechten Hang des Schwarzbaches die 290 m-Verebnung über der untersten Kiesgrube 300 m östlich P. 291 der Strasse Lorsbach—Langenhain; die Verebnung mit P. 290,3 südlich des „Bahnholz" bei Langenhain.

Entlang der Westseite des Eppsteiner Horstes greift der bergseitige Rand der 300 m-Verebnungen buchtförmig in die höheren Terrassen ein und bis nahe an den Quarzitkamm nach Norden zurück. Von hier bis zum Rhein verläuft er ungefähr in der Richtung des Gebirgsabfalles; doch wird durch halbinselförmig vom Taunushang nach Süden vorspringende Reste der höher gelegenen Verebnungen eine Einteilung in mehrere Abschnitte bewirkt.

Der östlichste dieser Vorsprünge ist der den Kellerskopf nach Süden fortsetzende breite Rücken zwischen Naurod und Rambach, ein zweiter wird von den Kuppen des Hämmereisens, Beilsteins und Grauen Steins nördlich Frauenstein gebildet, der dritte von dem Rücken zwischen Kiedricher Bach und Grünbach. Ganz im Westen endlich erhebt sich, vom Taunushang losgelöst, der Niederwald inselartig über das 300 m-Niveau.

2. Bucht von Naurod

(zwischen Eppsteiner Horst und Kellerskopfausläufer).

Hier folgt der bergseitige Rand der Linie: Kartaus NW Breckenheim—Wildsachsen—Südhang Seienberg—östlich Forsthaus Bremthal — am Südhang des Grauen Steins und Hellenberges entlang — über P. 306,3 — nördlich um Naurod herum und umläuft dann den Vorsprung des Kellerskopfes. Das eingeschlossene Gebiet kann als Bucht von Naurod bezeichnet werden. Deutliche Reste des Niveaus sind hier:

Dachskopf (305 m) nördlich Breckenheim und westlich davon — heute durch einen tiefen Bacheinschnitt abgetrennt — eine ausgedehnte 270 m-Ebnung auf dem Rücken östlich der Neumühle; der lange, sehr flache Südhang des Seienberges von etwa 295 m abwärts, der an der Strasse Wildsachsen—Medenbach eine sehr schöne Verebnung in rund 277 m Meereshöhe bildet und im unteren

Teil bei P. 275,4 auch eine dünne Schotterdecke trägt; der Rücken zwischen oberstem Medenbach und Wickerbach mit einer deutlichen Verebnung in 260 m Meereshöhe vom Forsthaus Bremthal nach Süden, die dicht nördlich des Forsthauses noch einmal grössere Ausdehnung gewinnt und hier bis etwa 270 m ansteigt; ein nachträglich abgetrenntes Stück ist wohl der „Hockenberg" (265 m) am Bahnhof Auringen-Medenbach. Bei Naurod: 270 m-Verebnung rund 600 m SW des Eisenbahntunnels am „Grauen Stein"; die 300 m-Verebnung dicht südlich P. 306,3 der Strasse nach Niedernhausen und der sich von hier auf Auringen zu erstreckende Rücken, der im Nauroder Berg noch einmal 267 m erreicht. 295 m-Verebnung 1000 m westlich Auringen, vermutlich auch die Fortsetzung nach SO bis P. 257,7; die 300 m-Verebnung mit P. 297 und die 288 m-Fläche („Hünengräber") am SO-Hang der Höhe 331.

3. Bucht von Wiesbaden.

Im Süden des Kellerskopfausläufers zwischen Wickerbach und Rambachtal: der Rücken östlich Hessloch (275 m), ferner zwischen Hessloch und dem Hof Lindenthal in 283 m, der Bingert (283 m), mit starker Schotterdecke (Sohle auf der Höhe in rund 270 m; in grossen Kiesgruben auf dem Gipfel bei P. 283,4 und an der Strasse nach Bierstadt guter Einblick in die Art und Lagerung der Schotter dieses Niveaus); schliesslich die nördlich folgenden Kuppen, beide in etwa 270—275 m. Am oberen Rambach: eine schöne Verebnung 350—400 m N P. 329,4 des Kitzerberges und die ausgedehnte ebene Ackerfläche nördlich Rambach zwischen P. 282,3 und P. 276,1. Der Rücken Bahnholzer Kopf — P. 282,6 — Himmelöhr, nach Norden weitere Reste in 292 m und 305 m Meereshöhe, also gebirgswärts ansteigend; der breite flache Rücken zwischen Klarenthal und Dotzheimer Tal, vom Bahnhof Chausseehaus (290 m) bis Höhe 266,4; deutliche Verflachungen im Distrikt „Auel" und „Graurod" SW Chausseehaus in rund 285 m Meereshöhe; Verebnungen in rund 300 m am Osthang des Hämmereisens am „Fichtenkopf".

4. Abschnitt von Frauenstein und Kiedrich.

Forstbezirk „Koppel" NW Frauenstein in rund 300 m; der Birkenkopf/Hagelplatzrücken (s. o.); der Rauenthaler Rücken, westlich des Wallufbaches von 300 m abwärts bis zur Bubenhäuser Höhe (268 m), infolge der Lage zwischen den tief eingeschnittenen Tälern der Walluf und des oberen Sülzbaches im Gegensatz zum Birkenkopfrücken in einzelne Kuppen zerlegt und seiner Schotterdecke beraubt (bis auf geringe Reste dicht NW bis NO P. 267,8 der Bubenhäuser Höhe, wo die Verebnung auch über Hydrobienschichten hinweggeht). Die westlich folgende Rückenebnung des „Buchwaldes" zwischen 280 und

270 m; weiter die wenig ausgedehnten, aber deutlichen Verebnungen mit P. 287 am „Buchwaldgraben", mit P. 291,8 (400 m weiter westlich) und auf dem Rücken südlich „Erlenborn", 400 m östlich P. 311,8; der Rücken P. 311,8 — P. 270,4 — Höhe 268,1 östlich des Kiedricher Baches, ähnlich wie der Rauenthaler Rücken ohne Schotterdecke und in einzelne Kuppen von 295, 285, 278 und 268 m Meereshöhe zerlegt. Dazu auch Verflachungen in 290—95 m auf dem zerteilten, breiten Rücken NW Forsthaus Kiedrich.

5. Von Kiedrich bis zum Rhein.

Auf dem Rücken mit P. 324,2 NW Kiedrich hat sich keine Verebnung in diesem Niveau erhalten, obwohl am Hang unterhalb P. 311,4 Quarzschotter auftreten und in einigen Kiesgruben auch aufgeschlossen sind. Unter ihnen kommt am Westhang das Vordevon in 270 m heraus.

Von hier ab nach Westen ist der Uferrand um etwa 1 km nach Süden verschoben und behält im weiteren Verlauf bis zum Niederwald die Streichrichtung im ganzen bei. An Resten der 300 m-Terrasse treten hier auf: Verebnungen am Honigberg östlich Kloster Eberbach in 300 und 295 m Meereshöhe; Verebnung in 305 m auf dem Rücken westlich Kloster Eberbach, bis einschliesslich der den Pavillon tragenden Höhe am „Boss" (295 m); Verebnungen in 300 m am Steinbruch 600 m NO Susberg bei Hallgarten; die ausgedehnte Verflachung in 280—260 m am Fusse des Steilhanges des Östricher Waldes an der Jagdhütte SW Susberg. (Ein zugehöriges Stück scheint in der 305 m-Verebnung über dem Steinbruch 300 NNW Korns Mühle erhalten zu sein; beide tragen Quarzschotter.) Die schottertragende Verflachung am Fusse des Steilhanges von Kohlrech und Bienenkopf westlich des Pfingstbachtales, in älteres Tertiär eingeschnitten; dann die tischflache Ebnung mit P. 292,4 am Südhang des Bienenkopfes; 290 m-Verebnung dicht östlich „Schülerheim"; Ebnung in 295 m dicht W P. 278 der Strasse Johannisberg—Stephanshausen; 300 m-Ebnung NNO Kloster Marienthal; östlich des Elsterbaches der lange schmale Rücken von P. 305,5 bis zum „Hähnchen" (293 m); 300 m-Verebnung des Nothgotteskopfes; Kuppe 281,9, 500 m NO des ehemaligen Klosters Nothgottes; die südliche Hälfte der grossen Verebnung Ebental, N Rüdesheim, die auf Quarzit und Schiefer auf der Ostseite, etwa 500 m N Kloster St. Hildegardis, in einer flachen, nach O offenen Bucht Quarzschotter, Oberfläche in etwa 295 m, trägt, die in 280—85 m aufliegen.

Auf der Südseite des Niederwaldes sind Verebnungen in dieser Höhe nicht vorhanden; dagegen ziehen sie sich zwischen Niederwald und Hörkopf ins Rheintal hinein: Verebnung dicht N P. 298,5 (500 m N des Eichberges) mit Schotteraufschlüssen; Verebnung mit P. 298,3

600 m weiter westlich; Verebnung in 300 m Meereshöhe, 200 m SW bis S Forsthaus Rüdesheim; ausgedehnte Verebnung in rund 300 m westlich bis nordwestlich des Schafhofes bei Aulhausen; deutliche Verebnung in 310 m am Südostabfall des Bacharacher Kopfes, 400 m S P. 305,5 („Nähpfuhl"); der „Nähpfuhl" bei P. 305,5 (höchster Punkt etwa 306 m), anscheinend mit dünner Decke jungtertiärer Schotter auf älteren, kaum gerollten; Ebnung in 305 m am Nordabfall des Bacharacher Kopfes.

6. Durchbruch des Rheines durch den Taunusquarzit.

Rechts: in rund 307 m am NW-Abfall des Teufelskadrichs; zwischen 310 und 300 m Meereshöhe rund 75 m N P. 293, W der „Bodengrube" und in derselben Höhe noch einmal 200 m weiter unterhalb.

Von der linken Rheinseite würden zunächst die gebleichten Quarzschotter und Sande vom Heerberg nördlich Weiler bei Bingerbrück anzuführen sein, die in einer grossen Grube 10 m mächtig aufgeschlossen sind. Sie liegen, wie in dem nach Weiler führenden Hohlweg erkennbar ist, zwischen 300 und 295 m Meereshöhe auf stark zersetztem Schiefer. Die Oberfläche ist in rund 315 m eben und stösst nach oben scharf gegen den Südhang des Hartberges ab.

Weiter unterhalb ist noch zu erwähnen: die Verflachung des Damiankopfes (300 m) am Druidenberg; der mittlere Teil des Ohligsbergrückens südlich P. 289,6 (er trägt auf einer schönen Verebnung in 300 m Meereshöhe eine dünne Quarzschotterdecke, auf die mich Herr Dr. Fr. Michels aufmerksam machte); die 300 m-Verebnung „Lochschlag", 500 m SW des Ohligsberges.

7. Unterhalb der Taunusquarzitstrecke

sind in der entsprechenden Höhenlage — also wenig unter bis über 300 m Meereshöhe — reichlich Verebnungen beiderseits über den Strom vorhanden: rechts: Scheibigkopf gegenüber Bacharach = 300 m; Rücken mit P. 392,5 nördlich Scheibigkopf = 300 m; Rücken 1000 m östlich „Pfalz" bei Caub = 300 m; Südhang des „Hartungsberges" nördlich Caub = 300 m; Nordabfall der Höhe 309 gegenüber Oberwesel = 300 m; Rücken mit P. 307 SW Bornich unterhalb 300 m = 300 m; Rücken am Nordrand von Bornich bis einschliesslich „Obenhardt" (285 m) = 300 m; die ausgedehnte Plateaulandschaft bei St. Goarshausen, begrenzt etwa durch die Linie: Bornich — P. 305 (SW Hauseck) — P. 294 (NO Domäne Offental) — Reitzenhain — Auel — Weyer usf.; links: Rücken südlich Henschhausen = 300 m; Nordhang von Höhe 324 und ebenso Höhe 351,4 bei Langscheidt = 300 m; die Sattelerniedrigung auf dem Rücken westlich Oberwesel zwischen Niederbach und Oberbach = 300 m; Verebnungen südlich, südöstlich

und östlich Niederburg=300 m; Rücken SO Urbar mit P. 291= 300 m usf.

Schotter wurden bis jetzt nur bei Bornich gefunden; sie sind in einer Kiesgrube etwa 750 m nordwestlich der Kirche aufgeschlossen und liegen hier in rund 295 m dem Unterdevon auf. Es sind völlig gebleichte, nur kantengerundete Quarze mit wenig Quarziten, von meist 3—5 cm Durchmesser, in einem hellen, tonig-sandigen Zwischenmittel. Im Aussehen entsprechen sie ganz den Quarzschottern am Taunushang; wegen der geringen Abrollung ist ein Transport von dorther jedoch ausgeschlossen.

Die Entstehung der oberen Verebnungsgruppe.

Damit sind die Reste der drei durchlaufenden Terrassen der oberen Verebnungsgruppe in ihrer Gesamtheit aufgeführt. Neben ihnen finden sich nur noch vereinzelte Verebnungen in zwischenliegenden Höhenlagen, die man ohne Zwang als Reste von Auflagerungsflächen alttertiärer Schichten ansehen oder auf geringe Störungen zurückführen kann.

Was das Alter der einzelnen Stufen angeht, das wir oben schon wegen der Unabhängigkeit von den grossen Störungen der jungmiozänen Störungsperiode ganz allgemein als nachuntermiozän angeben konnten, so ist zunächst festzustellen, dass die mittlere der drei Stufen, die 330 m-Terrasse, morphologisch in die unterpliozäne Kieseloolithterrasse des engen Rheintales übergeht, also ebenfalls unterpliozänen Alters ist.

Nun ist die Entstehung der Terrassen letzten Endes auf die relative Hebung des Gebirges seit dem Miozän zurückzuführen, eine Hebung, die bewiesen wird durch die höhere Lage tertiärer und diluvialer Aufschüttungen am Taunushang und innerhalb des Gebirges gegenüber den gleichalterigen Ablagerungen im Mainzer Becken. Und zwar sind diese Reste ehemaliger Talböden um so älter, je höher sie liegen. Demnach ist die 365 m-Terrasse älter als die 330 m-Terrasse, also älter als Unterpliozän. Da sie gleichzeitig tiefer liegt als die obermiozäne Trogfläche, so ist sie auch jünger als diese und wird etwa an der Wende von Miozän zu Pliozän entstanden sein, möglicherweise aber auch erst im untersten Pliozän.

Entsprechend fällt die Entstehung der 300 m-Terrasse, die noch echte tertiäre Quarzschotter trägt, in die Zeit zwischen Unterpliozän und Diluvium, also etwa in das Oberpliozän.

Mit diesen Ergebnissen der morphologischen Untersuchung stimmt ganz ausgezeichnet überein, dass die jungtertiären Ablagerungen unseres Gebietes da, wo sie lückenlos erhalten sind, und das ist im Untergrund der Untermainebene oberhalb Flörsheim der

Fall, ebenfalls eine deutliche Dreigliederung erkennen lassen. Und wiederum wird hier das mittlere Glied von den Kieseloolithschottern gebildet (10., und die dort angegebene Literatur).

In diesem Zusammenhang muss auf die grossen Quarzschottermassen eingegangen werden, die sich beiderseits des unteren Schwarzbaches zwischen Lorsbach und Hofheim finden, und zwar oberflächlich von 360 bis fast auf 100 m Meereshöhe hinab. Sie stehen in enger räumlicher Verbindung mit den ebengenannten Quarzschottern im Untergrund der Mainebene. Eine Gliederung ist auf den ersten Blick nicht zu erkennen und bisher auch allein von Kinkelin versucht worden, der ihnen teils oberpliozänes, teils diluviales Alter gegeben hat. Die neue geologische Karte (39, e und f) hat keine Gliederung durchgeführt; wenn sie im folgenden versucht wird, so stützt sie sich ausser auf rein morphologische Feststellungen auf einige Aufschlüsse in Kiesgruben, die während der Aufnahme des geologischen Blattes verschüttet waren, inzwischen aber wieder erneut in Betrieb genommen worden sind.

Schon oben (S. 36) wurde gesagt, dass die Schotter südlich der Wasserscheide von Niederseelbach aus kaum bis wenig gerolltem Material bestehen. Erst auf der Höhe 309,4 zwischen Niederjosbach und Vockenhausen findet man nach längerem Suchen auch besser gerollte Stücke; die Schotter bei P. 327,6 nordöstlich Wildsachsen führen dagegen wieder nur wenig gerolltes Material.

Bei P. 275,4 südwestlich Wildsachsen treten dann ausgezeichnet gerollte Schotter auf; dasselbe gilt für das Vorkommen auf der Ebnung bei P. 318,4 (östlich Klingenmühle) und besonders für den grössten Teil der ausgedehnten Schottermassen von Langenhain—Lorsbach—Hofheim.

Eine weitere Unterscheidungsmöglichkeit beruht darauf, dass die schlecht gerollten Schotter samt den zugehörigen feinen und groben Sanden nördlich Wildsachsen durchweg sehr hell, z. T. fast weiss sind und höchstens eine nachträgliche Braunfärbung durch eingedrungene Eisenlösung zeigen, die stets auf die Rinde der Gerölle beschränkt ist. Diese helle Farbe tragen auch die Schotter des Kapellenberges bei Hofheim, soweit sie an seinem Südabfall und an den Hängen des Schwarzbachtales aufgeschlossen sind. Im Gegensatz dazu zeigen die dicht benachbarten Schotter ringsum die H. 356,9 bei Langenhain ein ausgesprochen buntes Aussehen, das durch die Beimengung zahlreicher rotbrauner bis rotvioletter Quarzite verursacht wird; auch das grobsandige Zwischenmittel ist hier überall braungelb gefärbt. Die Schotter bei P. 318,4 östlich der Klingenmühle und bei P. 275,4 südwestlich Wildsachsen sind nur schlecht aufgeschlossen, doch scheinen sie ebenfalls zu der bunten Ausbildung zu gehören.

Schliesslich ist noch von Bedeutung, dass Gerölle über Faustgrösse in den bunten Schottern selten sind, solche über 20 cm Durch-

messer in allen Aufschlüssen überhaupt fehlen, während die hellen Schotter des Kapellenberges sehr reich daran sind und Blöcke von 60—100 cm Durchmesser sich häufig in ihnen finden.

Innerhalb der bunten Schotter lässt sich nun noch ein Unterschied in der Lagerung beobachten. In den schönen Aufschlüssen südlich der Strasse Langenhain—Lorsbach zeigt die grosse Kiesgrube in 280—290 m Meereshöhe etwa 300 m östlich P. 291 in einem 8—10 m hohen und fast 75 m langen Profil einen groben Sand mit Geröllen bis zu 4 cm Durchmesser, nur selten grösser, ohne die geringste Andeutung einer Schichtung. Tonige und feinsandige Lagen fehlen ganz. Dagegen zeigt das 4—6 m hohe Profil der Grube weiter oberhalb in 330 m Meereshöhe, etwa 250 m südlich P. 291, eine ausgezeichnete Schichtung, indem Grobsand, Feinsand und Schotterlagen, dazu einzelne helle Tonbänder in wiederholtem Wechsel und mit scharfer Abgrenzung übereinander folgen. Gelegentliche Ausschachtungen in der Grubensohle lassen erkennen, dass diese Schichtfolge in etwa 325 m auf denselben ungeschichteten Grobsanden ruht, die in der tieferen Grube abgebaut werden. Mehrere dazwischen liegende Aufschlüsse zeigen, dass der ganze Hang aus denselben Ablagerungen besteht; in der Kiesgrube 200 m südwestlich P. 291 scheint die Schichtfolge in ihren untersten Lagen noch eben angeschnitten zu sein, doch machen hier ausgedehnte Brauneisenverkittungen eine sichere Entscheidung unmöglich.

In der Kiesgrube 300 m östlich P. 291 liegen in rd. 290 m über den gelben Grobsanden in Form einer ebenen Terrasse etwa 1 m mächtige Schotter der hellen Ausbildungsart und zwar recht grobe Gerölle, die den Unterschied der beiden Schotter gleich sehr deutlich zeigen. Mit derselben Höhe schliessen die groben hellen Schotter auch östlich des Schwarzbaches auf dem Rücken Lorsbacher Kopf—Kapellenberg ab. 500 m südsüdöstlich P. 308,6, wo Blatt Königstein noch Phyllit angibt, fand sich noch eine dünne Decke aus den bunten Schottern in etwa 275 m Meereshöhe, weiter südlich nur noch die hellen Grobschotter.

Auch auf der Ebnung mit P. 290,3, etwa 2 km südlich Langenhain, sind die Schotter der bunten Ausbildungsart vorhanden. Das geologische Blatt Hochheim gibt hier Oberrotliegendes an; Aufschlüsse fehlen, doch sind im Ackerboden die unverkennbaren völlig gerundeten Tertiärgerölle so reichlich vorhanden, dass sie sicher auf ursprünglichem Platz liegen. Auch fördert tieferes Pflügen immer wieder durch Brauneisen verkittete Sandbrocken zutage, die das Oberrotliegende nicht kennt und die bei einem Transport als Abhangschutt sicher nicht ihre typische Konkretionsform behalten hätten.

Das Vorkommen der mächtigen Quarzblöcke auf der H. 356,9 zeigt an, dass hier die Quarzschotter einen Kern älteren Gebirges umgeben, aus dem ein Quarzgang bis nahe an die Gipfelfläche der

Höhe hinaufreicht. Die Meereshöhe stellt diese Schotter im Alter der 365 m-Terrasse gleich; ihr Verhältnis zu den nahe benachbarten Verebnungen in Phyllit und Rotliegendem nördlich und südwestlich Langenhain wird am ersten verständlich, wenn man annimmt, dass während ihrer Ablagerung Absenkungen stattfanden, die von Langenhain nach Osten an alten Verwerfungslinien (Rotliegendes und noch früher Mitteldevon an Phyllit) stattfanden. Für diese Annahme spricht auch die starke Neigung der Auflagerungsfläche der Quarzschotter auf dem Rotliegenden. Bei Langenhain liegt sie in rund 330 m (im Innern der H. 356,9 wird sie infolge des verdeckten Quarzganges wohl höher ansteigen), unterhalb der grossen Aufschlüsse am Hang des Schwarzbachtales in etwa 270 m, sinkt dann nach SO schnell ein und verschwindet an der Atzmühle nordwestlich Hofheim in 140 m Meereshöhe unter der Talsohle. Wenig weiter südöstlich muss sie dann an der Kapellenbergverwerfung überhaupt abschneiden.

Die Übereinstimmung des Kapellenbergniveaus mit der 290 m-Verebnung über der untersten Kiesgrube 300 m westlich P. 291 und mit der Verebnung bei P. 290,3 südlich Langenhain gestattet den Schluss, dass die Schiefstellung der Auflagerungsfläche vor Schaffung dieser Verebnung vollendet war.

Die im selben Sinne wirkende Kapellenbergverwerfung war dagegen noch zur Diluvialzeit im Gange.

Wie gelegentliche kleine Aufschlüsse in Baumlöchern usw. wahrscheinlich machen, reichen die geschichteten bunten Schotter über die Höhe von 330 m, in welcher sie in der Kiesgrube 300 m südlich P. 291 aufgeschlossen sind, nicht nennenswert hinauf. Oberhalb scheinen nur noch ungeschichtete Schotter und Sande vorhanden zu sein. Danach wären die geschichteten Schotter in die ungeschichteten eingesenkt, also jünger. Sicher gilt dies für die groben, hellen Schotter, die das Hangende der ungeschichteten Grobsande in 290 m Meereshöhe bilden.

Aus diesen, im Verhältnis zu der grossen Verbreitung der Quarzschotter allerdings nur spärlichen Aufschlüssen ergibt sich etwa das auf Abb. 5, S. 80 dargestellte Profil.

Hier sind also die Schotter der obersten Stufe infolge von Absenkung und Schrägstellung in einer Mächtigkeit erhalten, die grösser ist als der Höhenunterschied der drei Terrassen gegeneinander. Infolgedessen sind — wenigstens auf der Westseite des Schwarzbachtales — die jüngeren Terrassen mit ihren Schottern in die Schotter der oberen eingeschachtelt. Auf der Ostseite dagegen ging die Absenkung so weit, dass eine normale Überlagerung zustande kam.

Auf Grund dieser Feststellungen, auf Grund ferner der durch Kinkelin bekannt gewordenen Ergebnisse der Bohrungen in der

Untermainebene, sowie der Lagerungsverhältnisse der Kieseloolithschotter lässt sich über die Entstehung der drei tertiären Taunusterrassen das Folgende sagen:

Abb. 5. Querschnitt durch die jungtertiären Schotter von Langenhain.

Nach der postuntermiozänen Störungsperiode hatte sich in einer Zeit relativer Ruhe das Niveau der obermiozänen Trogfläche in grosser Ausdehnung entwickeln können. Es durchsetzt in Form einer sehr breiten und flachen Talniederung das Schiefergebirge mit nordwärts gerichtetem Gefälle vom Quarzitkamm bis zu seinem Nordrand und erstreckt sich auch mosel- und lahnaufwärts. Wir konnten oben nicht entscheiden, ob sich die Trogfläche und mit ihr ihre Hauptwasserader auch über das Quarzitgebiet hinweg nach Süden fortsetzte; die Wahrscheinlichkeit besteht aber jedenfalls.

Nach Ausbildung der Trogfläche traten neue Bewegungen ein; wieder hob sich das Gebirge gegen sein Vorland, sowohl im Norden wie im Süden. Und da es sich — durchlaufende Entwässerung auf der Trogfläche vorausgesetzt — dieser Entwässerung als mächtiges Hindernis entgegenwölbte, so konnte eine Aufstauung im Süden nur vermieden werden, wenn die durch die Absenkung im Norden neu belebte Erosion sich schneller von dort her bis zum Südrand zurückarbeiten konnte, als wie hier die Absenkung vor sich ging.

Im extremen Falle wäre sogar eine völlige Unterbrechung des Abflusses nach Norden denkbar. Doch braucht man so weit nicht zu gehen. Für ein Verständnis dei Entstehung der 365 m - Terrasse, der Zusammensetzung ihrer Schotter aus ausschliesslich einheimischen Gesteinen, des Fehlens eines eindeutigen Gefälles genügt die Annahme, dass die Hebung des Gebirges damals zur Ausbildung eines Stausees am Taunussüdrand führte. Der Abfluss nach Norden vertiefte sich, bis mit dem 380 m-Niveau des Engtales ein ausgeglichenes Gefälle hergestellt war, wofür bei der 365/370 m nicht überschreitenden Höhenlage des festen Untergrundes weiter oberhalb hier eine entsprechend mächtige Aufschüttung vorausgesetzt werden muss. Wir sahen, dass dort, wo 380 m- und 365 m-Niveau aneinanderstossen, eine alte Verwerfung durchläuft, und erkennen jetzt die Wahrscheinlichkeit, dass diese alte Störung damals auflebte und hier im widerständigen Taunusquarzit eine Bruchstufe schuf, welche neben den streichenden Störungen, an denen die Hauptbewegungen vor sich gingen, mit zur Ursache der Aufstauung wurde.

Es waren also nicht Erosion und Abtragung, eingestellt auf die Erosionsbasis im Norden, sondern Gebirgsbewegungen, die zur Entstehung der 365 m-Fläche führten. Dafür spricht auch, dass die Oberkante der Terrasse auffällig dem Streichen folgt, und dass sie völlig unbeeinflusst durch die ausserordentlich wechselnde Gesteinsbeschaffenheit gleichmäßig vom leichtest abtragbaren Schiefer auf Taunusquarzit übergeht und umgekehrt. Flusserosion und Abtragung hätten aber notwendigerweise das soviel widerständigere Gestein zu Emporragungen herausarbeiten, und der Gebirgsrand der Terrasse hätte an solchen Stellen Vorsprünge bilden müssen. Diese finden sich aber nicht. Wir dürfen also auch hieraus schliessen, dass es Gebirgsbewegungen waren, die unmittelbar den Untergrund des Vorlandes in diese Höhenlage brachten. Das erklärt auch ohne weiteres das Schwanken in der Meereshöhe der Terrasse, die bis auf 345 m hinabgeht, und macht es unnötig, nachträgliche Störungen als Ursache dafür anzunehmen.

Es bleibt zu erörtern, welcher Art die Gebirgsbewegungen waren, die zu der Aufstauung führten.

Seitdem die grosse Verbreitung weiträumiger Verbiegungen und ihre Bedeutung für die Entwicklung der Oberflächenformen erkannt worden ist, denkt man, besonders im Bereiche eines Gebirgsabfalles, zunächst an diese, wenn es sich um die Feststellung erheblicher Störungen handelt. Wii sahen aber schon, dass am Südhang des Rheintaunus Verwerfungen zweifellos auftreten. Die grosse Hauptstörung, die als eigentliche Grenze zwischen Gebirge und Vorland die alten Gesteine von den jungen lockeren Sedimenten des Mainzer Beckens trennt, ist ein echter Bruch und zwar von erheblichem Ausmaß. Auch bergwärts von ihr treten weitere jungtertiäre Brüche auf

(s. o. S. 41), und wäre hier mehr von den tertiären Schichten erhalten geblieben, würden sich sicherlich noch zahlreiche weitere Verwerfungen nachweisen lassen. Auch die Basalte und Mineralquellen des Taunushanges und -vorlandes zeugen für junge Brüche, zumindest für ein Wiederaufleben der alten. Und das führt zu dem Bedenken, ob in einem seit altersher durch Längs- und Querverwerfungen zerstückelten Gebiet auch eine etwa auftretende Tendenz zur Verbiegung sich überhaupt anders äussern kann als durch Bewegungen der einzelnen Blöcke aneinander, d. h. durch Wiederaufleben der alten Verwerfungen. Der Scheitel einer etwaigen Verbiegung in unserem Gebiet würde nach der ganzen Oberflächengestaltung nur auf dem Quarzitkamm zu suchen sein; damit lässt sich aber wieder die sehr geringe Entfernung zwischen Kammhöhe und Hauptverwerfung (bei Hallgarten nur 2,5 km) nicht in Einklang bringen. Dies alles scheint mir zu beweisen, dass der Südhang des Rheintaunus ein Bruchrand ist und nicht auf Verbiegungen zurückgeführt werden kann. Das macht es aber auch unmöglich, zur Erklärung seiner Oberflächenformen Gedankengänge heranzuziehen, die — wie die Piedmonttheorie W. Pencks (82) — von der Annahme weiträumiger Verbiegungen ausgehen.

Aus der 380 m betragenden Höhenlage des aufstauenden Riegels bei Assmannshausen lässt sich errechnen, dass die Mächtigkeit der damals auf dem 365 m-Talboden abgesetzten Quarzschotter im Mittel 15 m betragen konnte. Im Untergrund der Mainebene und bei Langenhain—Lorsbach ist diese Mächtigkeit aber weit grösser, so dass anzunehmen ist, dass während oder jedenfalls gegen das Ende ihrer Ablagerung hier im Bereich der Kapellenbergverwerfung Absenkungen im Gange waren. Im übrigen zeigt die verhältnismäßig grosse Breite des Talbodens, die selbst in der Quarzitstrecke unterhalb Assmannshausen noch über 2 km beträgt, dass damals relative tektonische Ruhe herrschte.

Aus der Zurückführung der Bildung des 365 m-Talbodens auf relative Absenkung des Vorlandes ergibt sich auch, dass die Oberfläche der Hydrobienschichten ursprünglich noch näher der Kammoberfläche gelegen haben muss, als sich aus der Höhenlage der Kieseloolithschotter innerhalb des Gebirges schon für die Zeit des Unterpliozäns errechnen lässt (s. o. S. 40).

Mit Beginn des Unterpliozäns begannen dann die Bewegungen von neuem. Doch kam es nicht wieder zu einer örtlichen Aufschüttung oberhalb Bingen, sondern die jetzt zur Ablagerung gelangenden Kieseloolithschotter wurden im Engtal des Rheines in derselben Mächtigkeit abgesetzt wie oberhalb im Mainzer Becken, wo sie 12 m Mächtigkeit nirgendwo zu überschreiten scheinen (56). Aus dieser gleichmäßigen Mächtigkeit ergibt sich aber auch eine gleichmäßig hohe Lage ihrer Auflagerungsfläche. Ausserdem besteht ihr Liegendes

überall aus älteren Schichten; nirgendwo finden sich Schotter vom Alter der 365 m-Terrasse eingeschaltet.

Die Höhenlage der Kieseloolithschotter bei Reitzenhain (Bl. St. Goarshausen) gestattet, die ursprüngliche Höhe der Auflagerungsfläche am Südrand des Taunus zu etwa 330 m anzunehmen, was ja mit der Lage der 330 m-Terrasse übereinstimmt. Demnach müssen vor ihrer Ablagerung ausser den i. M. 15 m mächtigen Schottern des 365 m-Talbodens noch rund 30 m des Untergrundes abgetragen worden sein, und zwar in der ganzen etwa 35 km betragenden Breite des westlichen Mainzer Beckens zwischen Alzey und Wiesbaden. Denn in diesem ganzen Gebiet liegen die Kieseloolithschotter auf den älteren Sedimenten. Infolge dieser starken Abtragung mussten hier im westlichen Mainzer Becken aber auch alle etwa vorhandenen Ablagerungen aus der Zeit zwischen Untermiozän und Unterpliozän verschwinden, Ablagerungen, die etwa den von Wenz (119) aus dem östlichen Mainzer Becken bekanntgemachten Schichten der tortonischen und sarmatischen Stufe entsprechen konnten.

Oberhalb Flörsheim dagegen liegen die Kieseloolithschotter auf rund 50 m Quarzschottern, und bei Langenhain—Lorsbach sind sie zum wenigsten, wie wir sahen, in sie eingeschachtelt. Daraus ergibt sich, dass die Hebung des Gebirges, die durch relative Tieferlegung der Basis im Norden das Einschneiden des Urrheins auf das 330 m-Niveau veranlasste, diesmal nicht am Taunushang endete, sondern das westliche Mainzer Becken noch mit emporhob. Ihre Grenze fand die Hebung erst an der Kapellenbergstörung, also wieder einer echten Verwerfung, jenseits derer die Schotter der 365 m-Terrasse noch zur Zeit der Ablagerung der Kieseloolithschotter in rund 50 m Mächtigkeit erhalten waren. Die Schiefstellung derselben älteren Schotter bei Langenhain—Lorsbach ist ohne Frage ebenfalls auf dieselbe Störung zurückzuführen. Daraus lässt sich schliessen, dass die Kapellenbergverwerfung, die als „linke Rheintalspalte“ noch im Diluvium eine so grosse Rolle spielen sollte, schon vor Ablagerung der Kieseloolithschotter eine der wichtigsten tektonischen Linien unseres Gebietes war.

Es ist möglich, dass, während der Urrhein durch die Hebung veranlasst sich tiefer einschnitt und das westliche Mainzer Becken auszuräumen begann, die Absenkung oberhalb Flörsheim noch im Gange war, hier also immer noch Aufschüttung stattfand.

Schliesslich war aber ein ausgeglichenes Gefälle geschaffen; über die ausgefüllte Senke hinweg wurden die Kieseloolithschotter abwärts befördert und kamen überall zur Ablagerung. Eine weitgedehnte ebene Talniederung, über die die Gewässer in zahlreichen Flussarmen bald hier, bald dort ihren Weg suchten, bald Geröll, bald reine Sande

oder in Altwässern auch Tone absetzend — das ist das Landschaftsbild im Taunusvorland der Unterpliozänzeit. Gleichzeitig ruhte die seitliche Abtragung nicht; auch über die lockeren Tertiärschichten hinweg griff sie auf die älteren Gesteine des Gebirgshanges über und hat hier als Zeugnis ihrer Tätigkeit die 330 m-Terrasse hinterlassen. Während dieser Zeit schüttete ein vom Taunus herkommender Wasserlauf die geschichteten, in die älteren Kiese eingeschachtelten Schotter in 330 m Meereshöhe westlich Langenhain auf. Weitere Zuflüsse erhielt das Gewässersystem, aus der Beschaffenheit seiner Gerölle zu schliessen, von Nordosten (10) und aus dem Neckargebiet (9).

Neu einsetzende oder verstärkte Gebirgsbewegung führte dann wieder eine Lage herbei, die der bei Entstehung der 365 m-Fläche herrschenden ähnlich war. Wieder kam es zu einer Aufstauung, in deren Folge die mächtigen oberpliozänen Quarzschottermassen zum Absatz kamen. Diesmal lag der Wasserspiegel am Taunushang etwa an der 310 m-Linie. Dass es nicht eine auf Tieferlegung der Erosionsbasis des nach Norden fliessenden Stromes zurückzuführende Abtragung, sondern relative Hebung des Gebirges war, die das Taunusvorland in die tiefere Lage brachte, das zeigt die Tatsache, dass die damals die Oberfläche bildenden Kieseloolithschotter hier erhalten geblieben sind. Die Aufstauung erklärt auch, warum sich auf dem 300 m-Talboden des engen Rheintales keine gut gerundeten Quarzgerölle wie am Taunushang finden, sondern, wie bei Bornich, höchstens kantenrunde Gerölle, die nur wenig transportiert sein können. Auch die 300 m-Terrasse des Taunushanges zeigt kein eindeutiges Gefälle, dazu Schwankungen in der Höhenlage, die jedoch an der Zugehörigkeit der einzelnen Reste nicht zweifeln lassen.

Wenz (117) und anschliessend Panzer (80) haben die Ansicht ausgesprochen, dass die von Kinkelin als „Oberpliozän" zusammengefassten Absätze — zu denen also auch die von uns allein ins Oberpliozän gestellten oberen 50 m des Quarzschotterprofiles der Untermainebene gehören — nicht in einem Seebecken abgelagert, sondern in ihrer Gesamtheit Flussablagerungen seien. Für seine Annahme führt Wenz auch das Auftreten der oben als Kieseloolithschotter aufgefassten rund 10 m mächtigen Schotter mit fremden Geröllen in der Mitte der Profile an. Und ohne Zweifel hat man es bei diesen mit echten Flussaufschüttungen zu tun.

Wenn Wenz aber die Tatsache, dass die einzelnen Schichten in der Hauptmasse der Ablagerungen „nicht durchgehen, wie man dies bei einer Seeablagerung erwarten müsste, sondern sehr rasch auskeilen und wechseln", als Beweis gegen die Kinkelinsche Auffassung anführt, so lässt sich dem entgegenhalten, dass diese Struktur ebenfalls Deltabildungen zukommt, und um solche kann es sich bei der Nähe der Taunusküste sehr wohl handeln. Aus Treibholzmassen

entstandene Braunkohlenflözchen sind ebenfalls in Deltabildungen eine gewöhnliche Erscheinung.

Es soll keinesfalls behauptet werden, dass dieser See während des ganzen Oberpliozäns bestand, doch war er jedenfalls zur Zeit der Ablagerung der wirr gelagerten groben Hofheimer Kiese vorhanden, und ebenso sicher ist, dass dieser Ablagerung eine starke Gefällsvermehrung vorausging, deren Ursache nur Gebirgsbewegungen gewesen sein können. Ohne starke Absenkung während der Ablagerung kommt auch die Wenzsche Annahme nicht aus. Und wir kennen ausser den Kieseloolithschottern keine tertiären Absätze, die fremde Gerölle führen und sich damit als Flussaufschüttungen auswiesen. Die mächtigen Schotter der 300 m-Terrasse haben in keinem Aufschluss ein Geröll geliefert, das nicht aus dem Taunus stammen könnte, und zwar zeigt sich ausnahmslos eine völlige Abhängigkeit von der Zusammensetzung der allernächsten Umgebung. Wir müssen annehmen, dass die Wasserläufe, die im Unterpliozän die fremden Gerölle der Kieseloolithschotter ins Mainzer Becken und darüber hinaus brachten, infolge der oberpliozänen Absenkungen gezwungen waren, ihre Gerölle schon beim Austritt auf die Oberrheinebene fallen zu lassen. Erst die in fast 290 m Meereshöhe bei Trechtingshausen unterhalb Bingerbrück erhaltene altdiluviale Aufschüttung führt wieder fremde Gerölle, darunter sogar alpine Radiolarienhornsteine (107), und beweist damit, dass zu Beginn des Diluviums die oberpliozäne Aufstauung wieder überwunden war.

Abgesehen von dem besonders tief abgesunkenen Gebiet östlich der Kapellenbergverwerfung bei Hofheim, reichen die Oberpliozänschotter vielerorts bis 190 m herab. Nach dem geologischen Blatt Wiesbaden ist diese Lagerung in der Hauptsache ursprünglich. Wenn auch nachträglich Störungen stattfanden, haben sie „wesentliche Änderungen in der Lagerung oder Höhenlage hier im Gebiet (Blatt Wiesbaden) nicht verursacht“ (39, d). Solche wesentliche Änderungen in der Höhenlage sind aber sicherlich anzunehmen. Denn die durch die nach SO geneigte Auflagerungsfläche bewirkte Hohlform muss gegen Ende des Oberpliozäns überall bis nahe an 300 m aufgefüllt gewesen sein, da andernfalls die hohe Lage der rheinischen Hauptterrasse unverständlich sein müsste.

Für die Erklärung der Landschaftsformen genügt es jedenfalls zu wissen, dass — abgesehen von abgesunkenen Teilen — Verebnungen mit oberpliozänen Schottern nur dann auch oberpliozäner Entstehung sind, wenn sie in ungefähr 280—310 m Meereshöhe liegen. Tieferliegende Verebnungen, die wie in jedes ältere Gestein, so auch in Oberpliozänschotter eingearbeitet sein können, müssen jüngeren, also höchstens diluvialen Alters sein.

Die Besprechung der im Tertiär entstandenen Oberflächenformen des Taunushanges würde unvollständig sein, wenn wir nicht auch noch wenigstens kurz auf die Verhältnisse in der Umgegend von Niedernhausen eingingen.

Es ist sehr wahrscheinlich, dass hier im Pliozän eine Zeit lang ein abgesondertes Seebecken dicht südlich des Daisbachdurchbruches durch den nördlichen Quarzitzug bestanden hat. Sein Ufer verlief etwa von Königshofen über Oberjosbach—Forsthaus Oberjosbach—Vockenhausen—Eppstein—Bremthal—Niedernhausen nach Königshofen zurück, mit Ausbuchtungen in die schon in gewissen Höhenlagen bestehenden Nebentäler hinein. Auf einer Auflagerungfläche, die an der Eisenbahnböschung etwa 400 m südöstlich Bahnhof Niedernhausen in 290 m, ferner auf dem Rücken zwischen Daisbach und Vockenhauser Tal, 850 m nordöstlich Hp. Niederjosbach, als schotterentblösste Ebnung in 305 m Meereshöhe aufgeschlossen ist, liegen hier gebleichte, durchweg kaum gerollte, völlig kalkfreie Quarzschotter und weisse Sande von z. T. grosser, an einigen Stellen mindestens 20 m betragender Mächtigkeit. Am besten aufgeschlossen sind sie auf der Höhe 325,2 nordwestlich Niederjosbach in der Grube bei P. 313. Zuunterst liegt hier ungeschichteter weisser Sand mit spärlichen, kantengerundeten Milchquarzbrocken, der aus einer tiefgründigen Verwitterungsdecke der ringsum anstehenden Quarzite und Sandsteine zusammengeschwemmt zu sein scheint. Darüber folgen unregelmäßig Sandlagen mit groben bis mittelgrossen, ebenfalls höchstens kantengerundeten Geröllen von gebleichtem Quarzit, die im Profil der Grubenwand deutliche Umrisse zeigen, beim Herausnehmen aber grösstenteils zu Sand zerfallen. Rund 1—0,5 m unter der Oberfläche treten langgezogene Tonlinsen auf, die nach oben in den Ackerboden übergehen.

Die Schotter treten in der Linie P. 292,6 südöstlich Bahnhof Niedernhausen—Höhe 325,2—Forsthaus Oberjosbach in einer Breite von fast 3 km auf und erreichen hier an mehreren Stellen 325 m Meereshöhe. Nach der heutigen Geländegestaltung wäre ein Abfluss über den schmalen Rücken des Quarzganges zwischen Hellenberg und Bremthal, der an der tiefsten Stelle 305 m, meist aber 310—315 m Meereshöhe besitzt, möglich gewesen, oder auch über Eppstein nach Süden, wo die Talbreite in entsprechender Meereshöhe heute etwa 1 km beträgt. Nach allem ist es wahrscheinlich, dass die Schotter in einem Seebecken zur Ablagerung gekommen sind, dessen Wasserspiegel in etwa 325 m Meereshöhe lag, also 15 m höher als der Wasserspiegel des Oberpliozänsees, andererseits aber niedriger als die das Becken auf der Nord- und Westseite terrassenartig umrahmenden Reste des unterpliozänen Niveaus. Vermutlich fanden hier Senkungen statt, die aus einem Teil des nach Süden geneigten Talbodens einen örtlichen See schufen.

Im Oberpliozän bestand ein Abfluss oder jedenfalls eine Verbindung nach Süden in der Talung zwischen Staufen und Judenkopf, denn hier ist hoch über dem Schwarzbach ein auffälliges Terrassenniveau zwischen 300 und 290 m vorhanden und an folgenden Stellen am besten ausgeprägt: linke Talseite: „Walterstein“ am Abfall des Hahnenkopfes; rechte Talseite: die drei von Nord nach Süd aufeinanderfolgenden Rücken nordwestlich Lorsbach mit P. 301,4, P. 299,4 und P. 292,1. Vom Hasenberg bei Lorsbach aus gesehen tritt diese Terrasse auch landschaftlich sehr deutlich heraus. Unterhalb Lorsbach geht sie dann in die Schotterflächen des Kapellenbergrückens über.

Ergebnis der Untersuchung und Inhaltsangabe der übrigen Teile der Arbeit.

Fassen wir kurz zusammen, was sich im Laufe der Untersuchung über die Entstehung der Oberflächenformen unseres Gebietes ergeben hat.

Der **Quarzitkamm** ist in seiner Horizontalerstreckung an die überwiegend quarzitisch ausgebildete Reihe der Hermeskeilschichten und des Taunusquarzites gebunden, aber nur gegenüber der nördlich benachbarten Schieferhochfläche als „Härtling“ anzusehen, dem südlichen Vorland gegenüber aber durch tektonische Vorgänge in die heute so überragende Lage gebracht. Bemerkenswert ist, dass der Kamm den Hauptquarzitbänken sehr oft auch da folgt, wo sie durch Querverwerfungen seitlich verschoben erscheinen.

Durch tiefe Einschnitte bei Stephanshausen, Schlangenbad und an der Eisernen Hand bei Wiesbaden, von denen die beiden ersten eine weite Ausbuchtung der Wasserscheide nach Norden in das Gebiet des Hunsrückschiefers hinein verursachen, wird der Rheintaunus in 4 Abschnitte geteilt. In jedem dieser Abschnitte hat die Kammlinie einen treppenartigen Verlauf; zwischen deutlich geneigten bis steilen Strecken hält sie sich auf 500—3000 m fast horizontal, und zwar in der Art, dass die Treppenstufen von jedem der Einschnitte in die Höhe und vom höchsten Punkt zum jeweils folgenden Quertal wieder hinabführen.

Die horizontal verlaufenden Kammstücke sind Reste einer Rumpffläche, die zuerst spätestens im Mitteloligozän ausgebildet war. Es ist möglich, dass auf ihr die Anordnung des Flussnetzes ähnlich war wie heute. Ob ein Vorläufer des Rheines bei Bingen von Süden oder Norden her die Quarzitzone durchfloss, ist nicht zu entscheiden; ebensowenig, ob die tiefe Kammunterbrechung der Idsteiner Senke schon vorhanden war. Eine Schotterverbindung vom Limburger Becken über die Wasserscheide bei Niederseelbach

hinweg zum Mainzer Becken ist nicht nachweisbar, auch nicht aus späterer geologischer Zeit.

Nach Ausbildung der Rumpffläche setzten spätestens im Mitteloligozän Gebirgsbewegungen ein, mit denen aber die ausgleichende Abtragung zunächst noch Schritt hielt, so dass sich die Rumpffläche — wenigstens in ihrer Form — noch bis zur Ablagerung der Vallendarer Schotter, also bis in das Untermiozän hinein behaupten konnte. Während dieser Zeit wurde im südlichen Vorland die ganze Reihe der Mainzer Tertiärschichten vom mitteloligozänen Meeressand bis zu den untermiozänen Hydrobienschichten abgelagert. Die Oberfläche der Hydrobienschichten lag nur wenig tiefer als die damalige Oberfläche des Quarzitkammes. Auch daraus geht der Rumpfflächencharakter auch noch der untermiozänen Landschaft hervor.

Nach Absatz der Vallendarer Schotter gewannen die tektonischen Kräfte die Oberhand über die Abtragung; die Folge war eine Zerstückelung der Rumpffläche an streichenden und quergerichteten Störungslinien, die meist mit alten, schon im Paläozoikum, spätestens Mesozoikum entstandenen Brüchen zusammenfallen. Die dabei geschaffenen Bruchformen sind im Quarzitgebiet teilweise noch heute deutlich zu erkennen, da die ausserordentlich grosse Widerständigkeit des Gesteines der Erhaltung der Formen günstig war. So entstand damals der Treppenbau des Quarzitkammes in seiner Längserstreckung, der sich als Wiederholung einer schon früher einmal aufgetretenen Quersattelung darstellt. Gleichzeitig trat der das Quarzitgebiet im Süden begrenzende Steilhang immer deutlicher heraus.

Mit dem Ausklingen der Bewegungen gewann die Abtragung wieder die Oberhand; im Obermiozän entstand das Niveau der Trogfläche in rund 400 m Meereshöhe, das vom Lahn- und Rheintrog her bis an den Quarzitkamm vordringt.

Wie die ausgedehnte Entwicklung der Trogfläche eine Zeit verhältnismäßiger Ruhe bei ihrer Bildung voraussetzt, so zeigen andererseits die den **Taunushang** unterhalb des Trogflächenniveaus von oben nach unten stufenartig gliedernden Verebnungen, dass die Hebung die Abtragung bald wieder zu überwiegen begann. Die aufliegenden Schotter — im Tertiär reine kalkfreie Quarzschotter, später aus allen Gesteinen, auch den leicht verwitterbaren gemischte Aufschüttungen — zeigen, dass die oberen Terrassen bis rund 280/300 m herab im Tertiär, die darunter liegenden im Diluvium entstanden.

Sichere Reste des 400 m-Niveaus der Trogfläche wurden am Taunushang nicht gefunden. Mit grosser Wahrscheinlichkeit lässt sich aber eine hier ausgezeichnet entwickelte Terrasse in rund 365 m Meereshöhe mit einer plötzlich einsetzenden Terrasse gleich-

stellen, die am Eintritt des Rheines in das Gebirge auf beiden Seiten in rund 380 m Meereshöhe deutlich erhalten ist und sich auch weiter unterhalb findet. Ihre Entstehung fällt zwischen die der obermiozänen eigentlichen Trogfläche und die der Kieseloolithterrasse, die als Äquivalent der Dinotheriensande als Unterpliozän zu gelten hat. Damit ergibt sich das Alter der 380 m-Terrasse des Rheintales und damit auch der ihr gleichzustellenden 365 m-Stufe des Taunushanges als oberstes Miozän oder unterstes Pliozän.

Die Niederung der 365 m-Terrasse entstand infolge der Hebung des Gebirges, vermutlich aus weniger stark gehobenen Teilen der Trogfläche. Die Hebung führte zur Aufstauung eines Sees, in welchem mächtige Quarzschotter — am mächtigsten mit rund 50 m im Untergrund der Untermainebene erhalten — zum Absatz kamen.

Die nächste, am Taunushang ebenfalls stark verbreitete Terrasse, die in rund 330 m Meereshöhe liegt, lässt sich zwanglos mit den rheinhessischen Dinotheriensanden und den Kieseloolithschottern des engen Rheintales in Beziehung setzen. Die Hebung, die das tiefere Einschneiden des über das Gebirge hinweg nach Norden gerichteten Wasserlaufes bis auf den 330 m-Talboden hinab verursachte, hob jetzt das westliche Mainzer Becken mit empor; erst jenseits der Kapellenbergverwerfung fand diesmal Absenkung statt. So kam es denn auch im westlichen Mainzer Becken diesmal nicht zu einer Aufstauung, sondern der Ablagerung der Kieseloolithschotter ging im Gegenteil hier eine starke Ausräumung voraus, der alle seit dem Untermiozän abgelagerten Schichten, selbst ein Teil des Untermiozäns zum Opfer fielen. Dagegen kamen jenseits der Kapellenbergverwerfung die unterpliozänen Flussande und Gerölle auf den abgesunkenen Schottern der 365 m-Terrasse zum Absatz.

Gegen Ende des Tertiärs bildete sich dann, wieder infolge von Aufstauung, vor dem Taunusabfall ein neuer See heraus, der Oberpliozänsee Kinkelins, der am Taunushang eine ausgezeichnet erhaltene Terrasse in rund 300 m Meereshöhe hinterlassen hat, die sich auch über Bingen hinaus in das Engtal des Rheines verfolgen lässt und hier die Quarzschotter von Bornich trägt. Gleichzeitig kommen — vermutlich in einem abgesonderten Seebecken — bei Niedernhausen/Eppstein ebenfalls mächtige Quarzschotter und Sande zum Absatz.

Schon der Wechsel von See- und Flussbildungen weist auf Gebirgsbewegungen hin, noch mehr finden sie ihren Ausdruck in der Lagerung der Tertiärschichten, Schiefstellung der Schottersohle und streichenden Steilhängen, die den Eindruck von Bruchstufen machen.

Im **Diluvium** setzten sich diese Störungen fort; ihr Sinn ist relative Hebung des Schiefergebirges, relative Senkung des südlichen Vorlandes. Dabei gewinnt der schon im jüngeren Tertiär vorhandene linke Rheintalbruch (= Kapellenbergverwerfung) immer grössere Bedeutung. Während zunächst die Absenkungen südlich des Gebirges das ganze Mainzer Becken im wesentlichen unterschiedlos erfasst hatten, beginnt die Absenkung östlich dieser wichtigen Linie, also im nördlichen Teil des Oberrheingrabens, allmählich die Bewegungen auf der Westseite ausserordentlich zu überwiegen und ist hier anscheinend heute noch nicht beendet. Dagegen hebt sich das rheinhessische Plateau von dem Rheintalbruch nach Westen in Staffeln empor, wie die Höhenlage der Dinotheriensande erkennen lässt.

Eine Folge des verschiedenen Verhaltens der beiden Vorlandhälften westlich und östlich des linken Rheintalbruches, der je weiter nach Osten, desto mehr Einfluss auf die Gestaltung des Taunushanges gewinnt, ist es, dass die Gliederung des Abfalles, wie wir sie im Rheintaunus vornehmen konnten, sich auf den Osttaunus, wenn überhaupt, so nur mit Schwierigkeiten übertragen lässt, wie denn auch Panzer in seiner Arbeit über den Osttaunus keine Auflösung des Hanges in einzelne durchlaufende Terrassen bringt.

Ein Versuch die diluvialen Terrassen des Taunushanges mit denen des Engtales gleichzustellen, muss berücksichtigen, dass der grösste Teil der alten Talböden — oder hier besser Talniederungen — vermutlich nicht nur infolge des späteren Einschneidens des Flusses zerstört, sondern auch durch Absinken an den streichenden Verwerfungen in tiefere Lage gebracht sein kann. Dazu kommt die Tatsache, dass fremde, von Rhein oder Main herbeigebrachte Gerölle auf den höheren Terrassen meist fehlen. Doch liess sich mit einiger Sicherheit folgendes feststellen:

Von den drei unterhalb Bingen vorhandenen Stufen der Hauptterrasse entspricht die oberste, die Trechtingshauser, vermutlich der „Oberterrasse“ unterhalb Coblenz. Dass sie, wie Östreich glaubt, ein gehobenes Stück einer der tieferen Stufen darstellt, ist nicht wahrscheinlich.

Sie ist am Taunushang nicht zu erkennen, dagegen in der Gipfelfläche des Rochusberges — allerdings infolge späterer Absenkung in tieferer Lage — erhalten.

Zeitlich nahe mit der Bildung dieser Terrasse zusammenfallend erfolgte vermutlich die Aufstauung eines Sees, die durch die Oberflächenformen der „Buchten“ bei Wiesbaden und ein auffallendes Geröllvorkommen an der Bubenhäuser Höhe (Oolithkalkgerölle auf dem Anstehenden liegend), vielleicht auch durch das Auftreten seekreideähnlicher Bildungen auf dem Rochusberg wahrscheinlich gemacht wird.

Zwei durchlaufende Reihen von Terrassenresten am Taunushang konnten mit den unteren Hauptterrassenstufen des Engtales, Patersberger-, bzw. Loreley-Stufe, in Zusammenhang gebracht werden.

Zwischen beiden Hauptterrassenzügen des Taunushanges treten Verebnungen mit und ohne Diluvialschotterdecke auf, die als Bildung einer Zeit aufzufassen sind, wo im Engtal reine Tiefenerosion herrschte, oberhalb Bingen aber, wohl infolge der stauenden Wirkung des Quarzitriegels, aufgeschüttet wurde.

Nach Ablagerung der Loreleystufe traten am Taunushang Störungen ein, die ihren Talboden unterhalb Vollrads um rund 10 m senkten; oberhalb Vollrads aber, wo sie an der streichenden Hauptstörungslinie vor sich gingen, brachten sie seine gebirgsfernen Teile bis in das Niveau der oberen Mittelterrasse. Auch der Rochusberg samt dem unteren Nahetal, vermutlich auch der Nordrand des Rheinhessischen Plateaus, wurden mitbetroffen. Der durch die Senkung entstandene streichende Hang tritt noch heute als Grenze zwischen dem Haupt- und Mittelterrassenniveau am Taunushang landschaftlich auffällig heraus.

Die im Engtal deutlich geschiedenen Stufen der Mittelterrassen sind am Taunushang bei und oberhalb Wiesbaden überhaupt nicht und weiter unterhalb meist nur durch zwei flache Stufen gegeneinander abgesetzt, die durch die starke Lössbedeckung noch mehr verwischt werden. Von den durch diese Stufen getrennten Terrassenflächen entspricht die oberste der oberen, die unterste der mittleren der drei Mittelterrassen des Engtales. Die mittlere dagegen, die von Wiesbaden ab nach oberhalb sehr grosse Ausdehnung gewinnt, ist im Engtal nicht vertreten. Sie ist als Boden eines durch Gebirgsbewegungen aufgestauten Sees aufzufassen, in dem die als „Mosbacher Sande“ bekannten, mächtigen Aufschüttungen zum Absatz kamen.

Eine wichtige Begleiterscheinung der die Aufstauung verursachenden Gebirgsbewegungen war die Ablenkung der Taunusbäche nach Südosten, also widersinnig zur Allgemeinrichtung von Rhein und Main. Diese Ablenkung erfuhr selbst ein so bedeutender und von dem etwa bei Frankfurt liegenden Tiefstem der entstehenden Senke so entfernter Fluss wie die Nahe. Das machen die Oberflächenformen am Südhang des Rochusberges wahrscheinlich, und das Vorkommen von echten Naheschottern bei Kempten beweist es.

Nach Ablagerung der Mosbacher Sande traten neue Absenkungen an der linken Rheintalspalte ein, die sich als gegen das Gebirge ausklingende Verbiegung nach Westen über die Spalte hinaus noch bis Wiesbaden hin fortsetzen.

Oberhalb Niederwalluf wirkte die Aufstauung auch noch zur Zeit der mittleren Mittelterrasse, während die untere Mittelterrasse des Engtales sich wieder über die Mainmündung hinaus aufwärts verfolgen lässt.

10 m unter der unteren Mittelterrasse findet sich oberhalb Bingen deutlich eine Terrasse, die im Engtal nicht vertreten ist und demnach eine örtliche Aufschüttung vor dem Quarzitriegel des Binger Loches zu sein scheint.

Der Niederterrasse des Engtales unterhalb Andernach entspricht in der Höhenlage sehr gut eine Terrasse unseres Gebietes, die jedoch stellenweise eine Lössdecke trägt. Aus dem Maintal hat Henkel eine Terrasse beschrieben, die dieselbe Lage zum Strom besitzt und, so weit sich aus seinen Angaben entnehmen lässt, keinen Löss trägt. Die Wahrscheinlichkeit ist also trotzdem sehr gross, dass auch unsere Terrasse als Niederterrasse anzusehen ist.

Einige noch tiefer, aber über dem Hochwasser liegende Schotterflächen entsprächen dann der von Andernach abwärts festgestellten unteren Stufe der Niederterrasse. Sie stimmt überein mit der von Schwarzer aus dem Engtal der Strecke Bingen—Coblenz angeführten „Niederterrasse".

Alluvialen Ursprunges sind schliesslich einige durch meist künstlich beschleunigte Verlandung entstandene Uferflächen an Main und Rhein, dazu, abgesehen von den nackten Felsklippen bei und unterhalb Rüdesheim, sämtliche Inseln („Auen") zwischen Mainz und Lorch.

Ein **Vergleich mit den Ergebnissen morphologischer Untersuchungen** in anderen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges ergibt zunächst gute Übereinstimmung in der Frage des Alters der Rumpffläche. So ist Maull (62) ebenfalls der Auffassung, dass sich die Rumpffläche in ihrer Form bis ins Miozän hinein erhalten hat. Eine Meinungsverschiedenheit besteht nur über das Alter der 400 m-Flächen im nördlichen Taunus. Maull stellt sie noch zur Rumpffläche und gibt ihnen Vallendarer Alter, während unsere Untersuchung die Zugehörigkeit zur Trogfläche, also nachvallendarer Alter ergeben hat.

Panzer kommt in seiner Arbeit über den Osttaunus zu dem Ergebnis, dass „die letzte Ausgestaltung des Rumpfes in die Vallendarer Zeit" zu verlegen ist (80, S. 25). Ebenso ist nach M. Kirchberger (32) die Rumpffläche des Hohen Venns miozänen Alters, und Stickel (111) lässt sie noch im Oberoligozän vorhanden sein.

Sehen wir ab von dem Südhang des Osttaunus, der als nachweislich bis mindestens in das jüngere Diluvium hinein andauernd lebhaft gestörte Randzone des nördlichen Oberrheingrabens eine

Wiedererkennung der Stufen des Rheintaunus nicht gestattet, so muss, wie schon M. Kirchberger und Stickel betont haben, die ausserordentlich gleichmäßige Höhenlage der Randstufen am Nord-, Ost- und Südabfall des Gebirges auffallen. Das gilt besonders für die 365 m-Terrasse, die sich in fast gleicher Höhenlage nicht nur am Taunushang, sondern auch am Nordabfall des Gebirges findet und anscheinend auch in dem 350 m-Flachkuppenniveau Maulls am Ostrande in dem von Stickel (111, S. 90) angegebenen Sinne wieder zu erkennen ist.

Es scheint danach die Auffassung Stickels zu Recht zu bestehen, dass die durch die jungtertiäre und diluviale Terrassenbildung erwiesene relative Hebung den ganzen Rumpf überaus gleichmäßig betroffen hat, dass also seit den durch die Bildung der Trogfläche in grossen Teilen des Gebirges wieder ausgeglichenen Störungen der Rumpffläche bald nach Ablagerung der Vallendarer Schichten keine allgemeine Zerstückelung des Gebirges mehr eingetreten ist. Eine Ausnahme machen anscheinend nur die Beckenregionen im Gebirgsinnern, vorzugsweise also Neuwieder und Limburger Becken, die auch im Diluvium noch gegenüber der allgemeinen Hebung in tieferer Lage zurückblieben.

Literaturverzeichnis.

Abkürzungen: J. Pr. G. L. = Jahrbuch der preussischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin.

Notizblatt Darmstadt = Notizblatt des Vereins für Erdkunde und der Geologischen Landesanstalt zu Darmstadt.

Z. d. d. G. G. = Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

1. Ahlburg, J., Über das Tertiär und das Diluvium im Flussgebiete der Lahn. J. Pr. G. L. für 1915, Bd. 36, S. 269—373.
2. Arldt, Handbuch der Paläogeographie, Bd. II, S. 758—760.
3. Behrmann, W., Die Oberflächengestaltung des Harzes. Forsch. z. d. Landes- und Volkskunde, Stuttgart 1912.
4. Boden, K., Die pliozänen Ablagerungen im Gebiet des Oberlaufes der Vezouse in Lothringen. Sitz.-Ber. math.-physik. Klasse der Bayer. Akad. d. Wiss. z. München. 1919, H. II, S. 229—257.
5. Braun, G., Deutschland. Berlin 1916.
6. Deecke, W., Die Stellung der Oberrheinischen Massive im tektonischen Bau Deutschlands und Mitteleuropas. Z. d. d. G. G. 73. Bd., 1921, BS. 19.
7. Drevermann, Fr., Geolog. Exkursionen in der Umgegend von Frankfurt a. M. 1. Flörsheim. 50. Ber. d. Senckenb. Naturf.-Ges. Frankfurt a. M. 1920.
8. Ebert, A., Beiträge zur Kenntnis der prätertiären Landoberfläche im Thüringer Wald und Frankenwald. J. Pr. G. L. f. 1920; Berlin 1922, S. 392—478.

9. Freudenberg, W., Über pliozäne Buntsandsteinschotter im Kraichgau bei Bruchsal nebst Bemerkungen über alttertiäre Juraschotter bei Ubstadt. Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. N. F. Bd. 5. Jahrg. 1915/16, S. 108—112.
10. Galladé, M., Zur Gliederung der jungtertiären Quarzschotter am Taunusabfall. Jahrb. d. Nass. Ver. f. Naturk., 77, Wiesbaden 1925, S. 22—26.
11. Gehne, H., Beiträge zur Morphologie des östlichen Harzes. Diss. Halle 1911.
12. Geib, K., Beiträge zur Kenntnis der Westufer des Mainzer Beckens. I. Über fluviomarine Ablagerungen im Tertiär von Kreuznach. Notizblatt Darmstadt (5) III, 1917, S. 22—25.
13. Gerth, H., Über die Gliederung des Lösses auf den Terrassen am Taunusrand zwischen Höchst und Wiesbaden. Sitz.-Ber. d. Naturh. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westf. 1909. Bonn 1910, S. 45—47.
14. Goebel, Fr., Die Morphologie des Ruhrgebietes. Verh. d. Naturh. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westf. 73. Jahrg., 1916; Bonn 1918, S. 105—225.
15. Grebe, H., Über Talbildung auf der linken Rheinseite, insbesondere über Bildung des unteren Nahetales. J. Pr. G. L. 1885, S. 133—164.
16. Grebe, H., Über Tertiärvorkommen zu beiden Seiten des Rheines zwischen Bingen und Lahnstein und weiteres über Talbildung am Rhein, an der Saar und der Mosel. J. Pr. G. L. 1889, S. 99—123.
17. Harrassowitz, H., Landschaftsaufbau am Ostrande der Rheinischen Masse. Zentralbl. f. Min., Geol. u. Paläont. Jahrg. 1922; Stuttgart 1922, S. 233—242.
18. Haupt, O., Die eozänen Süsswasserablagerungen (Messeler Braunkohlenformation) in der Umgebung von Darmstadt und ihr paläontologischer Inhalt. Z. d. d. G. G. 73. Bd. 1921 Monatsber. S. 175.
19. Henkel, L., Die Terrassen des Maintales bis zum Eintritt in die oberrheinische Tiefebene. Geologische Rundschau Bd. X, S. 137 bis 155; Leipzig 1920.
20. Holzapfel, E., Das Rheintal von Bingerbrück bis Lahnstein. Abh. d. Preuss. Geolog. Landesanstalt N. F., H. 15; Berlin 1893.
21. Holzapfel, E., Erläuterungen zur geol. Karte von Preussen 1:25000; Blatt St. Goarshausen, 1904.
22. Jungbluth, Fr., A., Die Terrassen des Rheins von Andernach bis Bonn. Verh. d. Naturh. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westf. 73. Jahrg. 1916, S. 3—103, Bonn 1917.
23. Kaiser, E., Die Entstehung des Rheintals. Verh. d. Ges. d. Naturf. u. Ärzte zu Köln, 1908, I., S. 170—187.
24. Kaiser, E., Die Entwicklung des Rheintals von Mainz bis Köln. Ber. d. Senckenb. Naturf.-Ges. XLI, 1910, S. 214—216.
25. Kayser, Eman., Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preussen usw. Berlin 1886: (Aufnahme z. T. von Koch) Blätter a) Idstein; b) Feldberg (= Oberreifenberg); c) Eisenbach (= Villmar); d) Kettenbach; e) Limburg. 1892: f) Coblenz; g) Ems; h) Schaumburg; i) Dachsenhausen; k) Rettert (= Katzenelnbogen).
26. Kegel, W., Der Taunusquarzit von Katzenelnbogen. Abh. d. Preuss. Geol. Landesanstalt N. F. Heft 76, Berlin 1913.
27. Kessler, P., Die tertiären Küstenkonglomerate in der mittelrheinischen Tiefebene. Mitt. d. geol. Landesanstalt f. Els.-Lothr. VII, 1910, S. 157—290.

28. Kinkelin, F., Der Pliozänsee des Rhein- und Maintales und die ehemaligen Mainläufe. Ber. d. Senckenb. Naturf.-Ges. 1889, S. 39 bis 161.

29. Kinkelin, F., Die Tertiär- und Diluvialbildungen des Untermaintales, der Wetterau und des Südabhanges des Taunus. Abh. z. geol. Spezialkarte von Preussen IX, 4, 1892, S. 431—762.

30. Kinkelin, F., Über das Vorkommen eines erratischen Blockes von Nummulitenkalk in den Mosbacher Sanden. Z. d. d. G. G. 53. Bd. 1901, Briefl. Mitt., S. 41—42.

31. Kinkelin, F., Tiefe und ungefähre Ausbreitung des Oberpliozänsees in der Wetterau und im unteren Untermaintal bis zum Rhein. Abh. d. Senckenb. Naturf.-Ges. XXXI, 1912, S. 202—238.

32. Kirchberger, M., Der Nordwestabfall des Rheinischen Schiefergebirges zwischen der Reichsgrenze und dem Rurtalgraben. Verh. d. Naturh. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westf. 74. Jahrg. 1917, Bonn 1919, S. 1—112.

33. Knieriem, Fr., Bau und Bild des Taunus. „Die Rheinlande", 9., Braunschweig u. Berlin 1914.

34. Knuth, H., Die Terrassen der Sieg von Siegen bis zur Mündung. Beitr. zur Landeskunde der Rheinl., herausgegeben v. A. Philippson, 4. H., Leipzig 1922.

35. Koch, C., Beitrag zur Kenntnis der Ufer des Tertiärmeeres im Mainzer Becken. Ber. d. Senckenb. Naturf.-Ges. 1877, S. 75—93.

36. Koch, C., Felsglättung am Grauen Stein bei Naurod. Verh. d. Naturh. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westf. 34. Korr.-Bl. 1877, S. 112 bis 117.

37. Koch, C., Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preussen usw. Berlin 1880. Blätter: a) Langenschwalbach; b) Platte (= Wehen); c) Königstein; d) Eltville; e) Wiesbaden; f) Hochheim; g) Rödelheim (= Höchst); h) Schwanheim.

38. Kranz, W., Hebung oder Senkung im Rheinischen Schiefergebirge? Z. d. d. G. G. 1910, B. 470, 1911, B. 233 usf.

39. Leppla, A., Erläuterungen zur Geol. Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten. Berlin. a) Bl. Caub 1903; b) Bl. Presberg—Rüdesheim 1904; c) Bl. Algenroth 1904; d) Bl. Wiesbaden—Kastel 1923 (Tertiär von Steuer); e) Bl. Hochheim—Raunheim 1923 (Tertiär von Steuer); f) Bl. Königstein 1924.

40. Leppla, A., Über meine Aufnahme im westlichen Rheingau, (Bl. Rüdesheim und Presberg). J. Pr. G. L. f. 1899, Berlin 1900, S. LXXVI—LXXXIV.

41. Leppla, A., Die Bildung des Rheindurchbruches zwischen Bingen und Lorch. Z. d. d. G. G. 1900, Verh. S. 79—80.

42. Leppla, A. (-Wahnschaffe), Geologisch-agronomische Darstellung der Umgebung von Geisenheim a. Rh. Abh. d. Preuss. Geol. Landesanstalt N. F. Heft 35. Berlin 1901.

43. Leppla, A., Geologie des Rheingaus in „Der Rheingaukreis in den Jahren 1871—1900". Rüdesheim 1902.

44. Leppla, A., Bericht über die Aufnahmen im Unterdevon des Rheintales auf den Blättern Caub, Presberg, Algenroth in den Jahren 1901 und 1902. J. Pr. G. L. f. 1902. Berlin 1905, S. 551—554.

45. Leppla, A., Bericht über die Aufnahme der Blätter Hochheim und Wiesbaden. J. Pr. G. L. f. 1904, Berlin 1906, S. 585—590.

46. Leppla, A., Bericht über Aufnahmen im Rheinlande und Nassau im Jahre 1908. J. Pr. G. L. f. 1908, S. 441—447.

47. Leppla, A., Das Diluvium der Mosel. Ein Gliederungsversuch. J. Pr. G. L. f. 1910, Berlin 1911, S.343—376.

48. Leppla, A., Zur Geologie von Homburg v. d. H. J. Pr. G. L. f. 1911, S. 92—108.

49. Leppla, A., Bericht über die Aufnahme des Blattes Oberreifenberg. J. Pr. G. L. f. 1911.

50. Leppla, A., Bericht über Aufnahmen im östlichen Taunus. J. Pr. G. L. f. 1912, S. 458—464.

51. Leppla, A., Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Königstein. J. Pr. G. L. f. 1916, Berlin 1919, S. 479—482.

52. Leppla, A., Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Königstein im Sommer 1919. J. Pr. G. L. f. 1919, Berlin 1922, S. XXXI—XXXVIII.

53. Leppla, A., Bericht über Neuaufnahmen auf Blatt Wehen (früher Platte) und Blatt Königstein. J. Pr. G. L. f. 1920, S. LXXXI u. LXXXII.

54. Leppla, A., Über den Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. Begleitworte zu den Blättern Trier—Mettendorf und Mainz. (1:200000). Z. d. d. G. G. B. Monatsber., 75. Bd., Berlin 1924, S. 80—87.

55. Leppla, A., Tektonik und Stratigraphie des Taunus im Gebiet des Blattes Wehen (Platte) nördlich Wiesbaden. Sonderabdruck a. J. Pr. G. L. f. 1923, Bd. XLIV, 1924.

56. Lepsius, R., Das Mainzer Becken, geologisch beschrieben. Darmstadt 1883.

57. Lepsius, R., Das Bohrloch der Gebrüder Becker in der Mauerstrasse zu Darmstadt. Notizbl. Darmstadt (4) XI, 1890, S. 1—9.

58. Lepsius, R., Geologie von Deutschland I, Stuttgart 1887—1892.

59. Lepsius, R., Notizen zur Geologie von Deutschland. Notizbl. Darmstadt (4), H. 29. Darmstadt 1908, S. 31.

60. Levy, Fr., Die Entwicklung des Rhein- und Maassystems seit dem jüngeren Tertiär. Ber. d. Naturf. Ges. zu Freiburg i. Br. XXIII. Bd., 1. H., Freiburg i. Br. 1923, S. 9—77.

61. Lossen, C., Geognostische Beschreibung der linksrhein. Fortsetzung des Taunus usw. Z. d. d. G. G. 1867.

62. Maull, O., Die Landschaft um Marburg a. d. L. in ihren morphologischen Beziehungen zur weiteren Umgebung. Jahresber. d. Frankf. Ver. f. Geogr. u. Stat. 81—83, 1919, S. 5—97.

63. Mordziol, C., Die Kieseloolithe in den unterpliozänen Dinotheriensanden des Mainzer Beckens. J. Pr. G. L. f. 1907. Berlin 1907, S. 122—130.

64. Mordziol, C., Über eine Verbindung des Pliozäns des Mainzer Beckens mit dem am Niederrhein. Sitz.-Ber: herausgegeben v. Naturh. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westf. Bonn 1908, D. 7—12.

65. Mordziol, C., Beitrag zur Gliederung und zur Kenntnis der Entstehungsweise des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge. Z. d. d. G. G. 60, Berlin 1908, Monatsber. S. 270—284.

66. Mordziol, C., Unsere Kenntnis der pliozänen Flusschotter (Kieseloolithschotter) im Rheintale zwischen Bingen und Coblenz. Z. d. d. G. G. 60, Berlin 1908, Monatsber. S. 337—342.

67. Mordziol, C., Über die Parallelisierung der Braunkohlenformation im Rheinischen Schiefergebirge mit dem Tertiär des Mainzer Beckens. Verh. d. Naturh. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westf. 66, 1909, S. 165 bis 189.

68. Mordziol, C., Über den Nachweis von älterem Löss bei Wiesbaden. Jahrb. d. Nass. Ver. f. Naturk. 63, 1910, S. 257—262.

69. Mordziol, C., Untersuchungen über die Lage der Oligozän-Miozängrenze im Mainzer Becken. Verh. d. Naturh. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westf. 67. Bonn 1910, S. 237—266.

70. Mordziol, C., Über die geologischen Grundlagen der jungtertiären und diluvialen Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. Sammelreferat, Geologische Rundschau, Bd. I, 1910, S. 313—327.

71. Mordziol, C., Ein Beweis für die Antezedenz des Rheindurchbruchtales. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. Berlin 1910, S. 77—92, 159—173.

72. Mordziol, C., Geologischer Führer durch das Mainzer Tertiärbecken, I. Teil. Berlin 1911.

73. Mordziol, C., Die Austiefung des Rheindurchbruchtales während der Eiszeit. „Die Rheinlande", Nr. 1. Braunschweig 1912.

74. Mordziol, C., Zusätze über Kieseloolithe, Oberpliozän und diluviale Flussterrassen in „A. Grooss, Einführung in die Geologie des Mainzer Beckens". „Die Rheinlande", Nr. 4. Braunschweig 1913, S. 37—44.

75. Mordziol, C., Das Rheintalproblem und seine Erforschung. Geogr. Anzeiger 1914, H. 1.

76. Mordziol, C., Geologische Wanderungen durch das Diluvium und Tertiär der Umgebung von Coblenz (Neuwieder Becken). „Die Rheinlande", Nr. 5, Braunschweig 1914.

77. Neuenhaus, H., Die Aufschlüsse in den Mosbacher Diluvialsanden der Umgebung von Biebrich—Wiesbaden und ihre Conchylienfauna. Jahrb. d. Nass. Ver. f. Naturkunde 64, 1911, S. 102—117.

78. Oestreich, K., Studien über die Oberflächengestalt des Rheinischen Schiefergebirges. Peterm. Mitt. 1908 u. 1909.

79. Oppermann, K., Die Täler des Taunus und ihre anthropogeographische Bedeutung. Inaug.-Diss., Marburg 1888.

80. Panzer, W., Studien zur Oberflächengestalt des östlichen Taunus. Ber. d. Naturf. Ges. zu Freiburg i. Br. XXIII. Bd., 2. H. Freiburg i. Br. 1923.

81. Panzer, W., Talrichtung und Gesteinsklüfte. Peterm. Mitt., 69. Jahrg., Gotha 1923, S. 153—157.

82. Penck, W., Die morphologische Analyse. (Geogr. Abh., 2. Reihe, 2. H.), Stuttgart 1924.

83. Penck, W., Die Piedmontflächen des südlichen Schwarzwaldes. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, Jahrg. 1925, S. 81—108.

84. Philippson, A., Studien über Wasserscheiden. Mitt. d. Ver. f. Erdkunde zu Leipzig (für 1885), 1886, S. 241—403.

85. Philippson, A., Die Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. Sitz.-Ber. herausgegeben v. Naturh. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westf. 1899, Bd. 56, S. 48—50.

86. Philippson, A., Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges Verh. d. 14. Deutsch. Geogr.-Tages. Köln 1903.

87. Philippson, A., Grundzüge der Allgemeinen Geographie. II. Bd. Leipzig 1923/24.

88. Philippson, A., Die preussischen Rheinlande. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, Jahrg. 1925, S. 28—43.

89. v. Reinach, A., Das Bohrloch im Neuen Wiesbadener Schlachthaus. Jahrb. d. Nass. Ver. f. Naturkunde 53, 1890, S. 35—38.

90. v. Reinach, A., Neuere Aufschlüsse im Tertiär des Taunusvorlandes. J. Pr. G. L. 24, 1903, S. 54—60.

91. v. Reinach, A., Das Alter der fossilleeren Tertiärablagerungen am Rhein. J. Pr. G. L. 25, 1904, S. 526—528.

92. Der Rheinstrom und seine wichtigsten Nebenflüsse. Berlin 1889.

93. Salomon, W., Die Bedeutung des Pliozäns für die Morphologie Südwest-Deutschlands. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Heidelberg, Math.-Nat. Kl. 1919, I, S. 1—22.

94. Schmidtgen, O., Mastodon avernensis aus den Mosbacher Sanden. Notizblatt Darmstadt, (4), 31., 1910, S. 135—138.

95. Schmidtgen, O., Myogale moschata Pall. aus dem Mosbacher Sand. Notizblatt Darmstadt, (5), 7. H., 1925, S. 132—140.

96. Schottler, W., Der Vogelsberg. Braunschweig 1920.

97. Schottler, W. und Haupt, O., Der Untergrund der Mainebene zw. Aschaffenburg und Offenbach. Notizblatt Darmstadt f. 1919/22. 5. F. 5. H., S. 52—148. Darmstadt 1923.

98. Schottler, W., Bl. Seligenstadt d. Geolog. Karte v. Hessen, 1:25000. M. Erläut. Darmstadt 1922.

99. Schrepfer, H., Das Maintal zwischen Spessart und Odenwald. Forsch. z. dtsch. Landes- u. Volkskunde. 23., H. 3, S. 189—224. Stuttgart 1924.

100. Schwarzer, A., Das linksseitige Zuflussgebiet des Rheines zwischen Bingen und Coblenz. Beitr. z. Landesk. der Rheinlande, herausgegeben v. A. Philippson. 1. H. Leipzig 1922.

101. Sievers, W., Zur Kenntnis des Taunus. Stuttgart 1891.

102. Soergel, W., Die diluvialen Säugetiere Badens. I. Mitt. d. Bad. Geolog. Landesanstalt, IX., 1, 1914.

103. Stamm, K., Glazialspuren im Rheinischen Schiefergebirge. Verh. d. Naturh. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westf. 69, 1912. Bonn 1913, S. 151—214.

104. Steinmann, G., Über die Beziehungen zwischen der Niederrheinischen Braunkohlenformation und dem Tertiär des Mainzer Beckens. Sitz.-Ber. herausgegeben v. Naturh. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westf. 1907, D. 12—17. Bonn 1908.

105. Steinmann, G., Über Radiolarite in den Schottern des Rheintales. Ebendort 1909, D. 2.

106. Steuer, A., Geologische Beobachtungen im Gebiet der alten Mündungen von Main und Neckar in den Rhein. Notizblatt Darmstadt, (4), XXIV, 1903, S. 17—37.

107. Steuer, A., Über das Vorkommen von Radiolarien=Hornsteinen in den Diluvialterrassen des Rheintales. Notizblatt Darmstadt, (4) 27, 1906, S. 27—30.

108. Steuer, A., Bodenwasser und Diluvialablagerungen im hessischen Ried. Notizblatt Darmstadt, (4) 28, 1907, S. 49—94.

109. Steuer, A., Über Tertiär und Diluvium in den auf den Exkursionen des niederrheinischen geologischen Vereins vom 4. bis 8. April 1909 von Bingen aus besuchten Aufschlüssen. Sitz.-Ber. herausgegeben v. Naturh. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westf. 1909, D. 23—41. Bonn 1910.

110. Steuer, A., Neuere und ältere Aufschlüsse im rheinhessischen Diluvium. Notizblatt Darmstadt, (4) 31, 1910, S. 106—114.

111. Stickel, R., Der Abfall der Eifel zur Niederrheinbucht. Beitr. z. Landeskunde d. Rheinl., herausgegeben v. A. Philippson. Leipzig 1922.

112. Wagner, W., Die Lagerungsverhältnisse am Westufer des Mainzer Beckens bei Kreuznach und die Kochsalzquellen von Bad Kreuznach und Münster a. St. Notizblatt Darmstadt, (V), 6. H. 1924.

113. Wagner, W., Goethe und der geologische Aufbau des Rochusberges bei Bingen. Notizblatt Darmstadt, V., 8. H. 1926.

114. Wahnschaffe, F., Bericht über gemeinsame Begehungen der Diluvialablagerungen im ausseralpinen Rheingebiet. J. Pr. G. L.1907. (S. auch Leppla-Wahnschaffe).

115. Weinkauff, K., Ein Beitrag zur Kenntnis der Tertiärbildungen in der hessischen Pfalz und den angrenzenden preussischen und bayrischen Bezirken. N. Jahrb. f. Min. usw. 1865, S. 171—211.

116. Weissermel, W., Zur Genese des deutschen Braunkohlentertiärs, besonders der mitteldeutschen älteren Braunkohlenformation. Z. d. d. G. G., A. Abhandlungen 75. Bd., 1923, S. 14—45.

117. Wenz, W., Grundzüge einer Tektonik des östlichen Teiles des Mainzer Beckens. Abh. d. Senckenb. Naturf. Ges. 34, 1914, S. 71 bis 107.

118. Wenz, W., Zur Paläogeographie des Mainzer Beckens. Geologische Rundschau V., 1914, S. 321—346.

119. Wenz, W., Das jüngere Tertiär des Mainzer Beckens und seiner Nachbargebiete. Notizblatt Darmstadt, V. Folge 1916, S. 49—71.

120. Wenz, W., Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. Heidelberg 1921.

121. Wenz, W., Geologischer Exkursionsführer durch das Mainzer Becken und seine Randgebiete. Heidelberg 1921.

122. van Werveke, Die Entstehung des Mittelrheintales und der mittelrheinischen Gebirge. Mitt. d. Ges. f. Erdkunde u. Kolonialwesen zu Strassburg i. Els. 4. H., Strassburg 1914, S. 1—46.

Karten.

a) Preussische Messtischblätter, 1:25000, Blätter: 3435 Stromberg. 3436 Rüdesheim; 3403 Kisselbach, 3404 Caub, 3405 Presberg, 3406 Eltville, 3407 Wiesbaden, 3408 Hochheim, 3409 Schwanheim; 3365 Kestert, 3366 St. Goarshausen, 3367 Nastätten, 3368 Langenschwalbach, 3369 Wehen, 3370 Königstein, 3371 Höchst; 3320 Boppard, 3321 Dachsenhausen, 3322 Katzenelnbogen, 3323 Kettenbach, 3324 Idstein, 3325 Oberreifenberg; 3270 Coblenz, 3271 Ems, 3272 Schaumburg, 3273 Limburg, 3274 Villmar.

b) Hessische Messtischblätter, 1:25000, Blätter: Bingen, Oberingelheim, Heidenfahrt, Mainz, Kastel, Raunheim, Gross-Gerau, Kelsterbach.

c) Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, 1:25000; Blätter: Caub, Presberg—Rüdesheim, Eltville, Wiesbaden—Kastel, Hochheim—Raunheim, Schwanheim, St. Goarshausen, Algenroth (= Nastätten), Langenschwalbach, Platte (= Wehen), Königstein, Rödelheim (= Höchst); Dachsenhausen, Rettert (= Katzenelnbogen), Kettenbach, Idstein, Feldberg (= Oberreifenberg); Coblenz, Ems, Schaumburg, Limburg, Eisenbach (= Villmar).

d) Geologische Karte von Hessen, 1:25000; Blätter: Gross-Gerau, Kelsterbach, Seligenstadt.

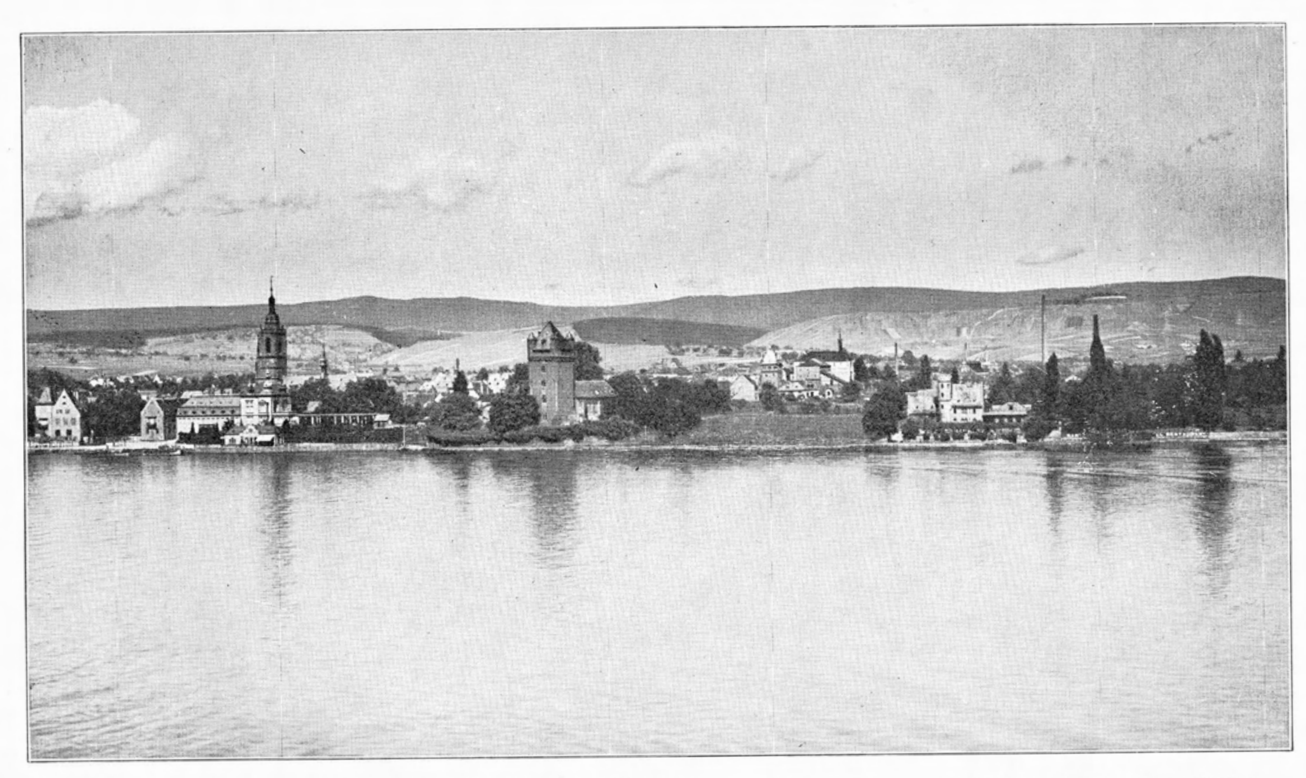
e) Geologische Übersichtskarte von Deutschland, 1:200000. Blatt Mainz, Berlin 1921.

f) Ravensteins Topogr. Karte vom Taunus und Lahngebiet, 1:50000. Frankfurt a. M.

Verzeichnis der Abbildungen.

Im Text:

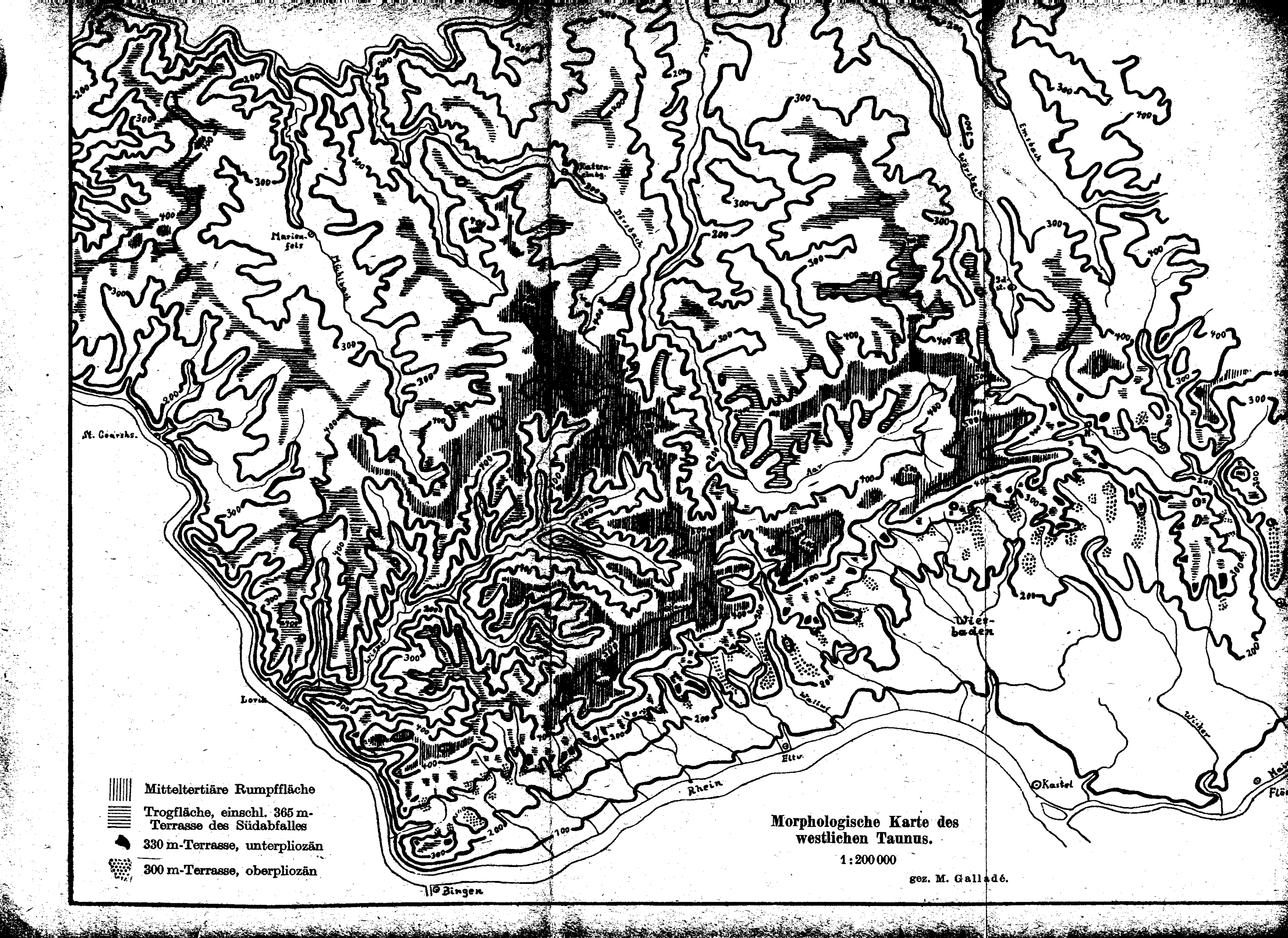
Auf Tafel III—V:



Eigent. d. Staatl. Domänenweinbau- u. Kellereidirektion Eltville. Phot.-Atelier Fr. Brodhag, Eltville.

Blick vom Rhein auf den Taunusabfall bei Eltville.

Tafel I.



Mitteltertiäre Rumpffläche
Trogfläche, einschl. 365 m-Terrasse des Südabfalles
330 m-Terrasse, unterpliozän
300 m-Terrasse, oberpliozän
Morphologische Karte des westlichen Taunus.
1:200000
gez. M. Galladé.
St. Goarshs.
Marienfels
Dörsbach
Emsbach
Aar
Wies-baden
Kastel
Rhein
Eltv.
Bingen

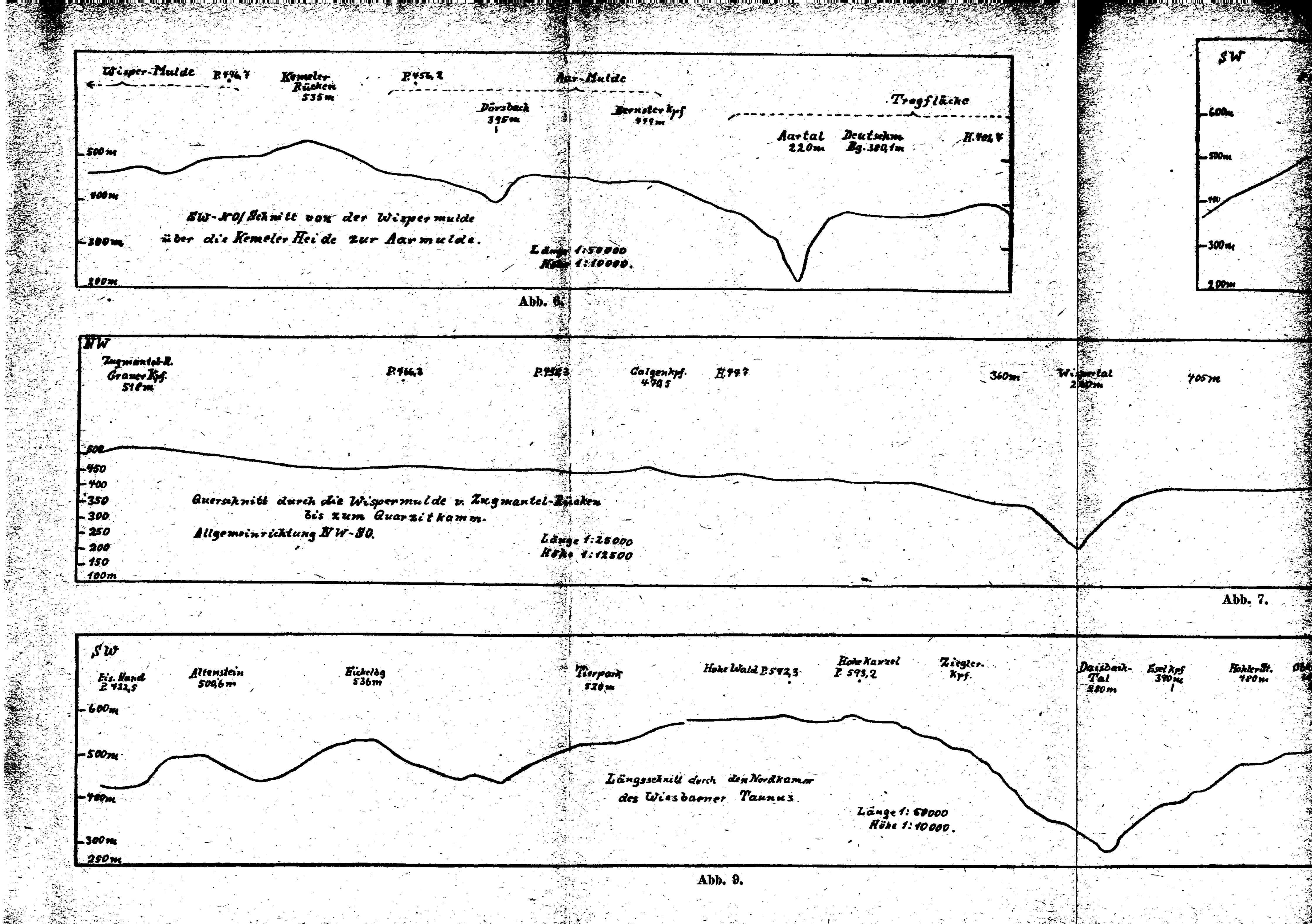


Abb. 6.

Abb. 7.

Abb. 9.

SW

P. 503,1 Grauer St. P. 550,7 Kalte Herb. 619,5 Erb. Kopf 580 m Pass v. Hausen 512 m P. 477,6 Hausen Kpf 495 m Walluftal 260 m

NO

Längsschnitt durch den Hauptkamm des Östlichen Rheingaugebirges.

Länge 1:50000
Höhe 1:10000.

Abb. 8.

Schnand-Kpf. 422,5 m P. 386,1 Roter Bg. 460 m Hauser Bg 457 m Hausen v. d. H. Quarzit-Kamm 520 m

500 m 450 400 350 300 250 200 150 100

Abb. 7.

NO

Hohler St. 480 m Oberjosb. Wald 512 m

Anmerkung: Abbildung 7 musste für den Druck verkleinert werden. Im Längenmaßstab entsprechen 3,6 cm der Zeichnung 1 km i. d. Nat., in der Höhe 7,2 mm der Zeichnung 100 m i. d. Nat.

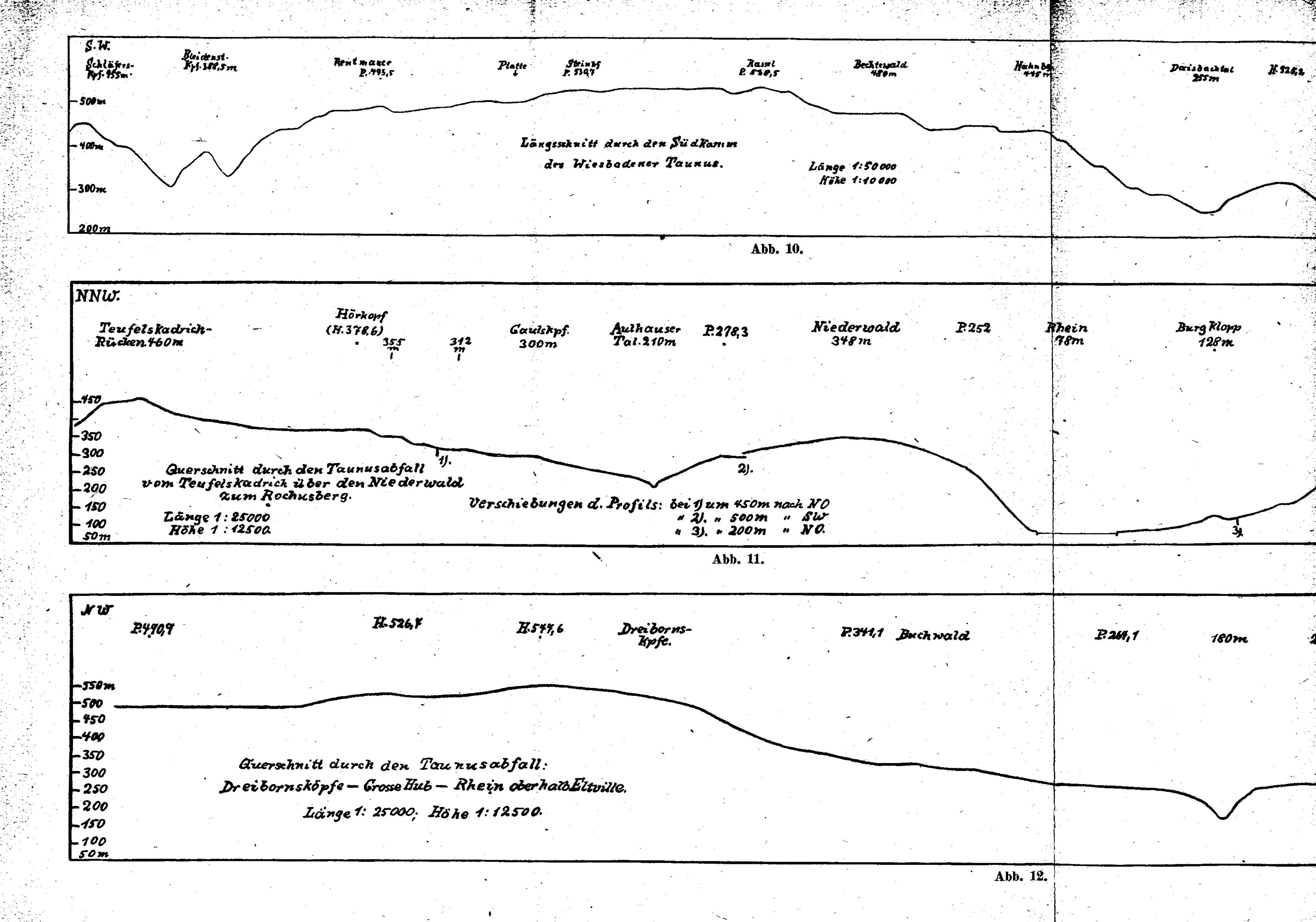


Abb. 10.

Abb. 11.

Abb. 12.

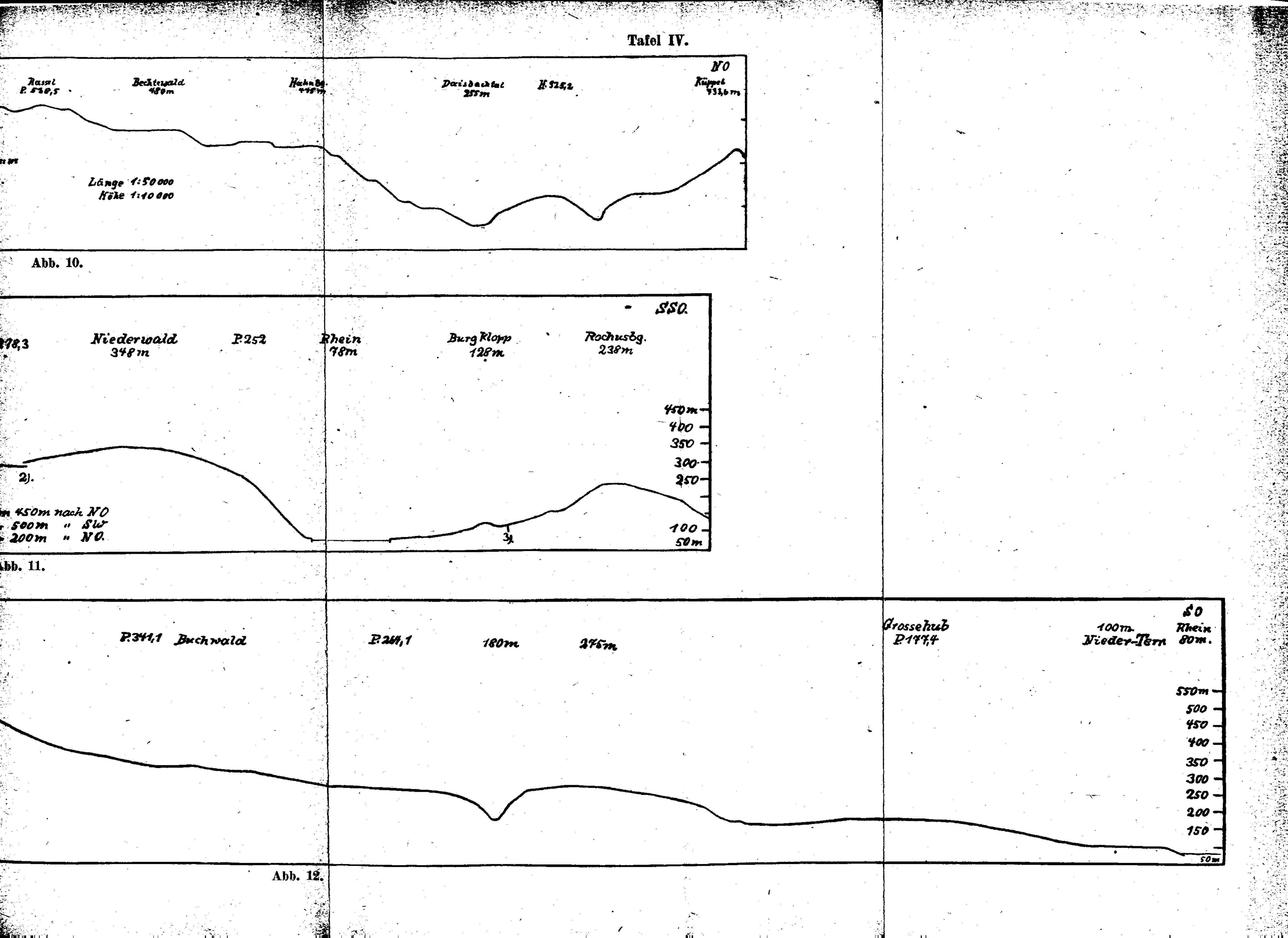


Abb. 10.

Abb. 11.

Abb. 12.

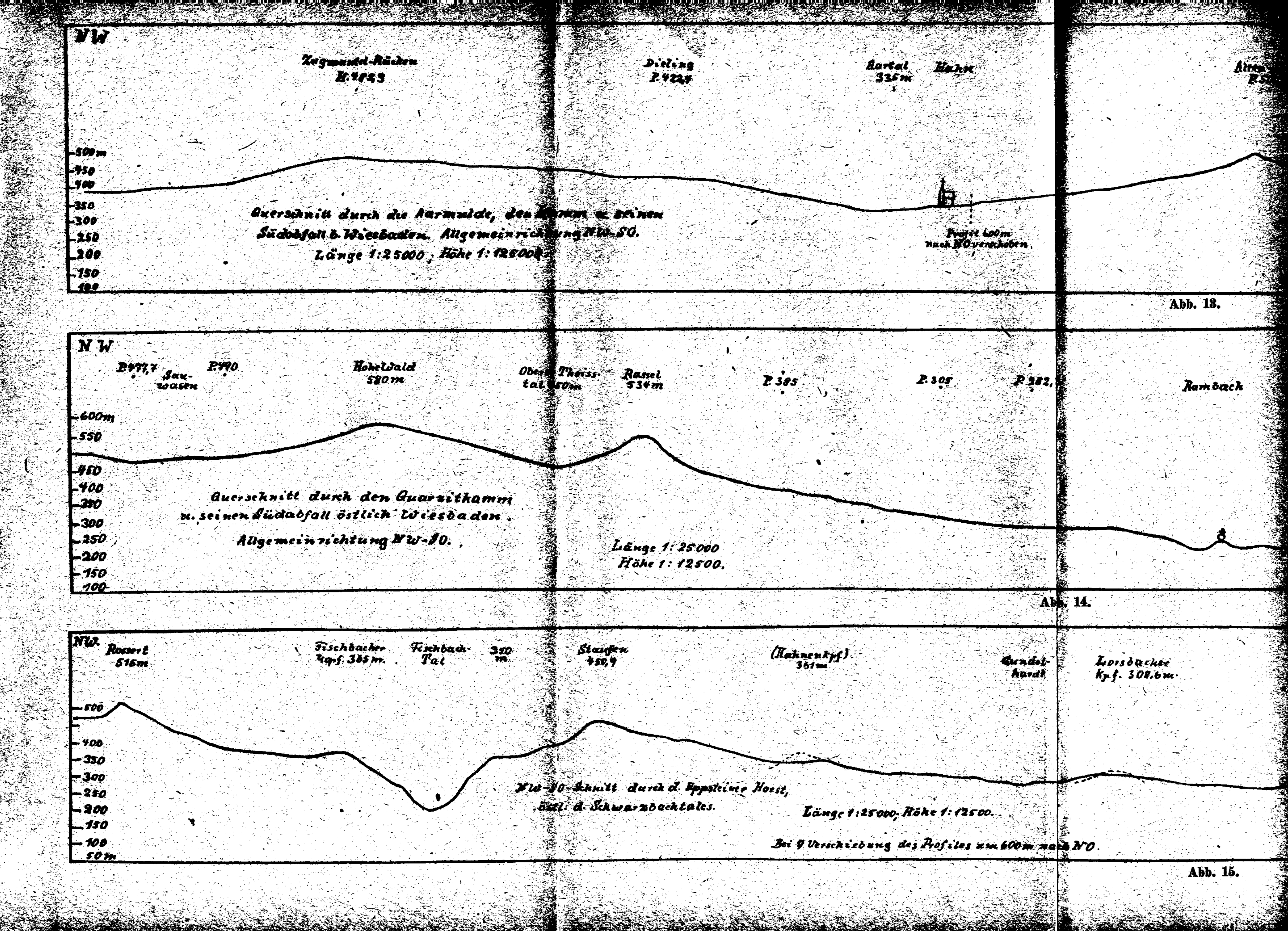


Abb. 13.

Abb. 14.

Abb. 15.

SO
Alten-Stein
P. 500,6
Bleidenst. Kpf
388,5 m
P. 332
P. 236,2
Lahnstr.
180 m
Wiesbaden
500 m
450
400
350
300
250
100 m
Profil 450 m
nach SW verschoben

18.

SO
mbach
P. 245,5
Bingert
283 m
Kloppenheim.
(Ziegelei) 200 m
600 m
550
500
450
400
350
300
250
200
150
100

Kapellenberg
292 m
Kapelle
Steinberg
189,2
Zeilsberg
132,2 m
Mosbacher Terr.
1).
500 m
400
300
200
50 m

15.